This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

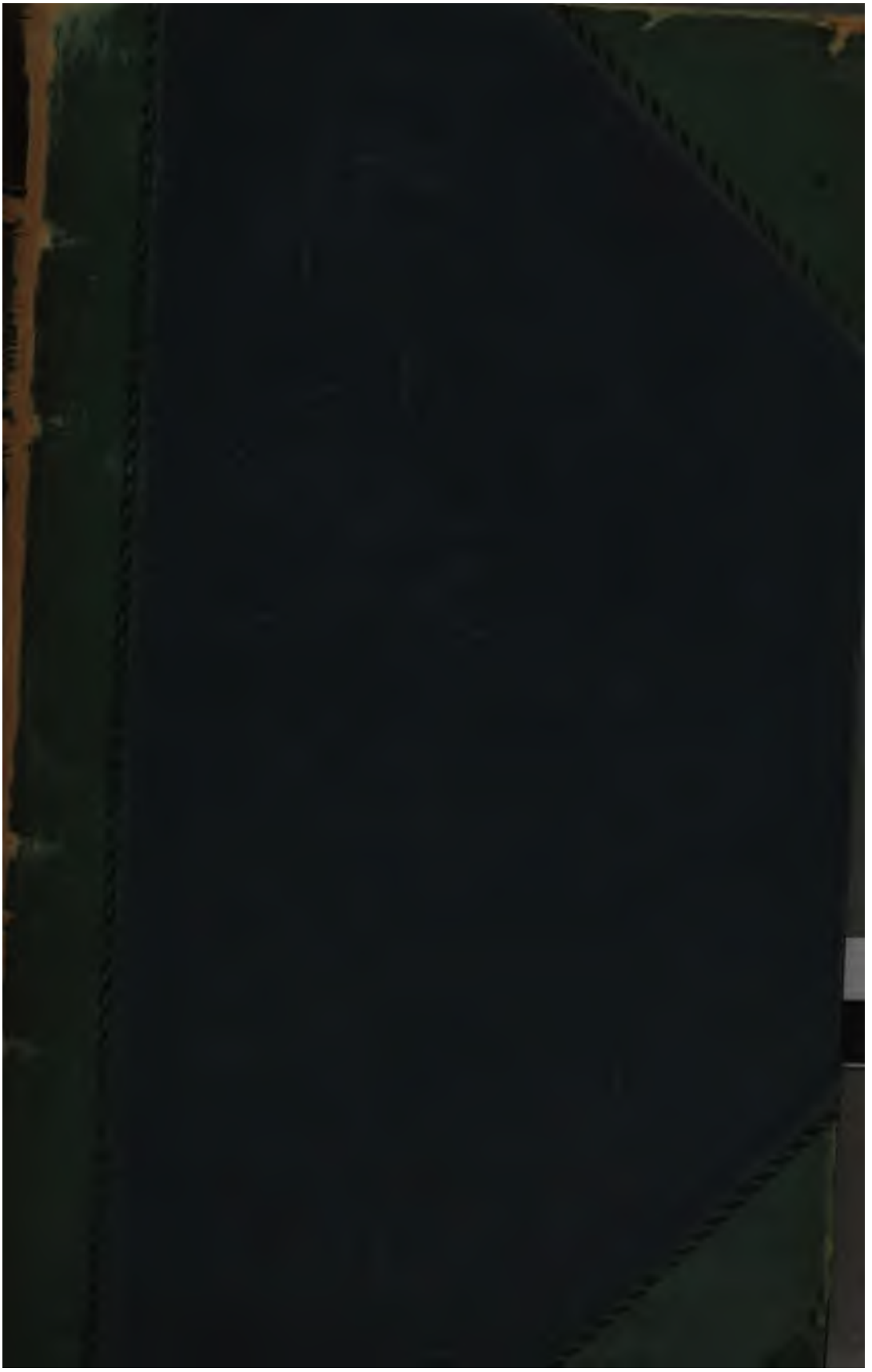
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`



METEOROLOGIE.

Von

C. S. CORNELIUS.

MIT 35 HOLZSCHNITTEN UND 5 KARTEN.

HALLE,

Druck und Verlag von H. W. Schmidt.

1863.

196 z 61.

180. a. 71.

180. e. 71.

Vorwort.

Auf dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft lässt sich die Meteorologie kurz als eine „Physik der Atmosphäre" definiren, da es ihre vornehmste Aufgabe ist, die Erscheinungen, welche in dem Luftkreise unserer Erde vorgehen, sowohl einzeln als nach ihrem innern Zusammenhange, auf bestimmte physikalische Gesetze zurückzuführen. So lange die Meteorologie die atmosphärischen Erscheinungen vorzugsweise in descriptiver Weise erörtert und sie nur nach ihrer äusseren Zusammengehörigkeit gruppirt, ist sie nicht mehr als eine blosse Naturgeschichte der Atmosphäre.

Als eigentliches Fundament der meteorologischen Betrachtung hat man mit Evidenz die Wärmeverhältnisse der Atmosphäre erkannt, nämlich die Art und Weise, wie die von der Sonne herrührende Wärme auf der Erdoberfläche vertheilt ist, und zwar nicht allein im Ganzen, sondern auch in Rücksicht der besonderen Aenderungen im Laufe des Jahres. Mit diesen Wärmeverhältnissen stehen viele der wichtigsten meteorologischen Erscheinungen im nächsten Zusammenhange, so die verschiedenen Luftströmungen und die damit verknüpften Aenderungen des Luftdruckes, der Dampfgehalt der Atmosphäre und die in ihr entstehenden wässerigen Niederschläge; sogar die elektrischen und optischen Erscheinungen der Atmosphäre sind von den Temperaturverhältnissen der letzteren nicht ganz unabhängig. Umgekehrt aber haben manche jener Erscheinungen, welche zunächst aus der ungleichen Vertheilung der

Wärme auf der Erdoberfläche resultiren, wieder einen grossen Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse der von ihnen berührten Länder, so namentlich die Luftströmungen, deren Wirkung im Ganzen eine die Temperaturextreme ausgleichende ist; daher wir hier einer bestimmten Reciprocität begegnen, welche dem Bereiche der Meteorologie in gewissem Sinne eigenthümlich ist.

Da nun die Gesammtheit der meteorologischen Erscheinungen, je nach der charakteristischen Art und Weise ihres Auftretens, die besonderen Witterungsverhältnisse auf der Erdoberfläche bestimmt, so lässt sich die Meteorologie auch als eine Witterungslehre bezeichnen. Wohl zu unterscheiden aber von der wissenschaftlichen Meteorologie ist die Meteoromantie, d. h. die Kunst das Wetter vorherzusagen. Selbstverständlich muss sich diese Kunst ganz und gar auf die Meteorologie stützen, falls sie nicht in den bodenlosen Abgrund des gemeinen Unverstandes versinken soll. Als ideales Strebeziel der Meteorologie können wir eine „Dynamik der Atmosphäre" ansehen, welche von allen in der Atmosphäre wirksamen Bewegungsimpulsen im Allgemeinen wie im Besonderen, sowohl quantitativ als qualitativ, Rechenschaft zu geben vermag. Dabei hat die Meteorologie in ähnlicher Weise wie die exacte Naturforschung überhaupt zu verfahren, indem sie die verschiedenartigen Erscheinungen, welche zu einer complexen Erscheinung zusammentreffen, oder die verschiedenen bei einer und derselben Erscheinung wirksamen Factoren von einander isolirt, so dass denn jeder derselben für sich nach seinem gesetzlichen Verhalten verfolgbar ist. In diesem Bestreben findet die Meteorologie nicht geringe Hindernisse in der vielfachen Complication verschiedenartiger Umstände, deren Isolirung und numerische Bestimmung in manchen Fällen kaum als thunlich erscheint. Wie sehr es aber auf eine solche Isolirung in besonderen Fällen ankommt, lässt sich an einem eclatanten Beispiele erkennen, nämlich an den periodischen Aenderungen des Barometerstandes, deren Verständniss sich erst eröffnete, als Dove den Druck der trocknen Luft von dem des Wasserdampfes sonderte und beide

in ihren Wirkungen auf das Barometer für sich betrachtete. Es ist der Meteorologie nicht vergönnt, bei der theoretischen Ableitung ihrer Erscheinungen auf eine so einfache und sichere Weise wie die Astronomie fortzuschreiten, die fast nur gestützt auf die Gesetze der Beharrung und der Gravitation die Bewegungserscheinungen der Himmelskörper mittelst des Calculs abzuleiten vermochte. Die der Meteorologie unerlässliche empirisch-inductorische Methode, welche auf Grund eines möglichst ausgedehnten Beobachtungsmaterials das Gesetzliche hervorzuheben sucht, wird nur sehr allmälig einen Complex von Erklärungsprincipien liefern, deren weitere Consequenzen vielleicht zu jener Dynamik der Atmosphäre führen können, worin denn auch die Meteoromantie, so weit sie wissenschaftlich möglich ist, ihre bestimmte Stelle finden wird.

Die vornehmsten Objecte der Meteorologie, die in diesem Werke zur Sprache kommen, sind: die Beschaffenheit der Atmosphäre als solcher nach ihren chemischen und allgemeineren physikalischen Charakteren, die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und Erdoberfläche, ferner die zu diesen Verhältnissen in nächster Beziehung stehenden Erscheinungen: die Winde, Stürme, die Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre und die mannigfachen wässerigen Niederschläge, sodann die elektrischen und optischen Erscheinungen der Atmosphäre, wie auch die aus dem erkennbaren Zusammenhange der meteorologischen Phänomene resultirenden Wetteranzeigen, und endlich die klimatischen Verhältnisse nach ihren physikalischen Ursachen.

Wenn es bei Betrachtung der Wärmeverhältnisse der Atmosphäre einerseits unerlässlich ist, auf das ungleiche Verhalten des festen und tropfbarflüssigen Theiles der Erde Bedacht zu nehmen, so ist es andrerseits natürlich, die Temperaturverhältnisse des gesammten Erdkörpers, auch nach der Dimension der Tiefe, zu erörtern. Die Betrachtungen über die Temperaturverhältnisse des Bodens bilden gewissermaassen eine nothwendige Ergänzung zu den

Betrachtungen über die Wärmeverhältnisse der Atmosphäre. Gewiss liegt auch die Frage sehr nahe, wie weit und auf welche Weise die von der Sonne herrührenden Wärmeeinflüsse sich in die Tiefe erstrecken, eben so die andere Frage, ob und in wie weit die von der Sonne unabhängige, im Innern der Erde vorhandene Wärme einen Einfluss auf die Vorgänge an der Oberfläche ausübt. Wir haben daher die Temperaturverhältnisse des Erdbodens und der Gewässer mit einiger Ausführlichkeit besprochen.

Anders verhält es sich mit dem Erdmagnetismus, dem man insgemein ein Capitel in der Meteorologie zu widmen pflegt. Zwar stehen die Erscheinungen des Erdmagnetismus in einer gewissen Beziehung zu den Wärmeverhältnissen des Erdkörpers, ja man hat wohl daran gedacht, dass sie in diesen Verhältnissen ihre Ursache haben möchten, allein welcher Zusammenhang auch zwischen den thermischen und magnetischen Verhältnissen der Erde bestehen mag, die ausführliche Betrachtung des Erdmagnetismus gehört nicht in die Meteorologie, da derselbe keinen merklichen Einfluss auf die atmosphärischen Erscheinungen ausübt, obwohl Villeneuve [1]) glaubt, dass er zwischen den Luftströmungen und den davon abhängigen Barometerschwankungen einerseits und den magnetoelektrischen Strömungen in der Erdrinde andrerseits eine nothwendige Beziehung aufgefunden habe. Den Zusammenhang zwischen den magnetischen und thermischen Verhältnissen der Erde hat die Physik als solche zu erörtern, und hierbei das zu berücksichtigen, was die Meteorologie von der Vertheilung der Wärme auf und in der Erde lehrt. Freilich gibt es eine atmosphärische Erscheinung, nämlich das Nordlicht, welche mit dem Erdmagnetismus in naher Beziehung steht, wohl gar durch denselben bedingt ist, allein was wir darüber auf Grund bestimmter Beobachtungen wissen, lässt sich sagen, ohne die Lehre vom Erdmagnetismus in einiger Vollständigkeit aufzuneh-

---

[1]) Comptes rendus des séances de l'académie des sciences. T. XI.. p. 489.

men. — Man könnte über dergleichen füglich schweigen, wenn es nicht in Anbetracht des grossen Umfanges, welchen die Meteorologie bereits gewonnen, rathsam wäre, sich auf das Nothwendige zu beschränken, und es nicht zugleich als schicklich erachtet würde, das betreffende Gebiet gehörig zu umgrenzen, die benachbarten Gebiete aber nur so weit zu betreten, als es zum Verständniss des Hauptobjects erforderlich ist. Der Gesichtspunkt, den man dabei einzuhalten hat, ist durch die Erklärung gegeben, dass die Meteorologie vor Allem eine Physik der Atmosphäre ist.

Die Lehre von den Sternschnuppen und Feuerkugeln haben wir, dem Gebrauche gemäss, in ihren Hauptpunkten vorgeführt. Dieselbe wird, wie man schon anderweit hervorgehoben hat, in das Gebiet der Astronomie zu verweisen sein, sobald man den kosmischen Ursprung dieser Gebilde als vollständig erwiesen annimmt. In der Meteorologie können sie dann Gegenstand der Betrachtung nur insofern werden, als sie auf irgend welche atmosphärische Vorgänge einen merklichen Einfluss haben, mögen sie diesen nun in weiter Ferne ausüben, oder indem sie in die Atmosphäre eindringen.

Im Hinblick auf die Genesis dieses Werkes habe ich zu bemerken, dass dasselbe allmälig aus meteorologischen Vorlesungen erwachsen ist, die ich an hiesiger Universität seit einer Reihe von Jahren zu halten pflege. Mein Bestreben ging dahin, innerhalb gewisser Grenzen ein möglichst vollständiges Bild einer wirklich fortgeschrittenen Meteorologie, wie sie dermalen vorliegt, zu entwerfen. Vielleicht darf ich hoffen, dass dasselbe dazu beitragen wird, richtigere Ansichten über die meteorologischen Vorgänge in weiteren Kreisen zu verbreiten. Nicht selten begegnet man noch, hie und da sogar in wissenschaftlich sein sollenden Abhandlungen, Ansichten, die in einem sonderbaren Contrast zu den Errungenschaften stehen, welche durch die Bemühungen ausgezeichneter Forscher längst festgestellt sind.

Bei der Darstellung der Erscheinungen habe ich die geogra sche Verbreitung derselben wohl berücksichtigt, das Hauptaugenr jedoch den erklärenden Grundansichten zugewendet, indem ich müht war, dieselben zwar in einem möglichst verständlichen, auch streng wissenschaftlichen, auf bestimmte Beobachtungen stützten Zusammenhange zur Anschauung zu bringen.

Halle im September 1862.

Der Verfasser.

Inhalt.

Erstes Kapitel.

		Seite
Von der Atmosphäre als solcher, nach ihren chemischen und allgemeineren physikalischen Verhältnissen		1
I.	Bestandtheile der Atmosphäre	1
II.	Elasticität, Gewicht, Höhe und Gestalt der Atmosphäre	20
III.	Mittlerer Luftdruck im Niveau des Meeres	34

Zweites Kapitel.

Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und Erde		41
I.	Erwärmung durch die Sonne	41
II.	Temperaturverhältnisse der Atmosphäre	55
	A. Periodische Aenderungen der Lufttemperatur	55
	B. Mittlere Temperaturen	64
	C. Isothermen	74
	D. Extreme der Temperatur	88
	E. Temperaturabnahme der Atmosphäre nach der Höhe	91
III.	Temperaturverhältnisse der Erde	96
	A. Temperaturverhältnisse des Bodens	96
	B Temperaturverhältnisse der Gewässer	123
	a. Quellentemperatur	123
	b. Temperatur der Seen und Meere	133
	c. Gefrieren der Gewässer	149

Drittes Kapitel.

Erscheinungen, welche mit den Temperaturverhältnissen der Atmosphäre und Erdoberfläche in nächster Beziehung stehen		161
I.	Winde	161
II	Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre	237
	A. Verdunstungsprocess des Wassers und Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Atmosphäre	237
	B. Täglicher und jährlicher Gang der atmosphärischen Feuchtigkeit	257

Seite

C. Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes . . 269
a. Thau und Reif 269
b. Nebel 274
c. Wolken 283
d. Regen 311
e. Schnee 337
f. Graupeln und Hagel 356
III. Aenderungen des atmosphärischen Luftdruckes (Barometerstandes) . 371

Viertes Kapitel.

Elektrische Erscheinungen der Atmosphäre 408

Fünftes Kapitel.

Optische Erscheinungen der Atmosphäre . . . 477

Sechstes Kapitel.

Wetteranzeigen 534

Siebentes Kapitel.

Von den klimatischen Verhältnissen nach ihren physikalischen Ursachen . 563

Erstes Kapitel.

Von der Atmosphäre als solcher, nach ihren chemischen und allgemeineren physikalischen Verhältnissen.

I. Bestandtheile der Atmosphäre.

1. Unser Erdkörper ist allenthalben von einer gasförmigen Hülle umgeben, die in ihrer Hauptmasse aus zwei permanenten Gasen, Sauerstoff und Stickstoff, besteht. Beide Stoffe stehen, wie sich aus zahlreichen Analysen über die Zusammensetzung der Atmosphäre ergeben hat, dem Volumen nach in dem Verhältnisse von 21 : 79, so also, dass auf 100 Raumtheile atmosphärischer Luft 21 Theile Sauerstoff und 79 Theile Stickstoff kommen. Die ersten hierher gehörigen Bestimmungen finden sich bei Priestley [1]) und Scheele [2]), welche beide den Sauerstoff als einen Bestandtheil der Atmosphäre aufzeigten. Priestley liess Kohlen in der Luft verbrennen, entfernte die dadurch entstandene Kohlensäure mittelst Kalkwasser und fand, dass das betreffende Luftvolumen sich um $\frac{1}{5}$ vermindert hatte. Hiernach folgten genauere Ermittelungen von Cavendish, der sich auf Grund derselben zu dem Ausspruche bestimmt fand, dass das Verhältniss der besagten Bestandtheile der atmosphärischen Luft ein constantes sei; — eine Ansicht, die fast allgemeinen Eingang gewann, nachdem Gay-Lussac [3]) und Humboldt (im November und December des Jahres 1814) in Paris bei sehr ver-

---

[1]) Crell's Journ. 1774. Bd. I. S. 199.

[2]) Opuscu'a chem. et phys. 1788. T. I. p 193.

[3]) Gilbert's Annalen. Bd. XX. S. 38.

schiedenen Witterungsverhältnissen stets 21 Volumentheile Sauerstoff in der Luft gefunden hatten. Spätere Versuche von verschiedenen Anderen [1]) führten im Wesentlichen zu demselben Ergebnisse; daher sich im Allgemeinen annehmen lässt, dass das Verhältniss des Sauerstoffs zum Stickstoff der Atmosphäre überall: in verschiedener Höhe über der Meeresfläche, zu allen Jahreszeiten und bei verschiedenen Witterungsverhältnissen dasselbe ist. Dumas und Boussingault fanden unter Anwendung einer von ihnen für sehr genau gehaltenen eudiometrischen Methode [2]) zu Paris im April 1841 das Gewichtsverhältniss des Sauerstoffes zum Stickstoff wie 23 : 77 oder in Bezug auf das Volumen das Verhältniss 20,8 : 79,2. Bei regnerischem Wetter erhielten sie 23,015 Gewichtstheile Sauerstoff, so dass der Sauerstoffgehalt unter dem Einflusse des Regens noch

---

[1]) s. Gilb. Ann. Bd. LIV. S. 224; — Poggendorf's Annalen Bd. XXVII. S. 557, XXXI. S. 1 u. XXXVIII. S. 171; — Schweigger's Journal Bd. XIV. S. 264 u. Bd. XLIII. S. 360.

[2]) Den Vorrichtungen, welche man zur Analyse der Luft benutzte, gab man den Namen Eudiometer (Luftgütemesser). Ein Verfahren bestand darin, dass man in einer graduirten Glasröhre, die an einem Ende geschlossen und am andern durch ausgekochtes Wasser abgesperrt ist, den Sauerstoff der darin enthaltenen Luft sich mit einem Körper, der grosse Verwandtschaft zu ihm hat, verbinden lasst, und dann aus der erfolgten Raumabnahme (der Luft), welche durch den Stand der Sperrflüssigkeit angezeigt wird, den Sauerstoffgehalt ermittelt. Durch Wägung lassen sich die Gemengtheile der atmosphärischen Luft bestimmen, wenn man eine gewogene Menge der letzteren durch ein System von drei Röhren gehen lässt. Die erste Röhre enthält Bimstein mit Schwefelsäure befeuchtet, die zweite ist mit Kalkhydrat gefüllt, und die dritte enthalt eine gewogene Menge Phosphor und dahinter etwas Asbest und Baumwolle. Die Schwefelsäure in der ersten Rohre entzieht der hindurchstreichenden atmospharischen Luft das Wasser, das Kalkhydrat in der zweiten nimmt die Kohlensaure auf, und der Phosphor in der dritten Röhre verbindet sich mit dem Sauerstoff (s. Brunner: Poggend. Ann. Bd. XXXI. S. 1). Hat man nun die Röhren vor dem Versuche gewogen, so ergibt sich aus der Gewichtszunahme derselben nach dem Versuche, wie viel die atmospharische Luft von den genannten drei Stoffen enthielt. — Dumas und Boussingault leiteten von Kohlensaure und Wasserdampf befreite Luft uber eine gewogene Menge erhitzten metallischen Kupfers, welches den Sauerstoff absorbirt und damit Kupferoxyd bildet, das reine Stickstoffgas aber in einen entleerten (luftfreien) und gewogenen Ballon. Wurden dann das Röhrchen mit dem Kupfer und der Ballon nach beendigter Operation abermals gewogen, so ergab die Gewichtszunahme die Menge des Stickstoffs und Sauerstoffs, welche mit einander zu Luft vereinigt waren (s. Comptes rendus etc. T. XII. p. 1055; — Poggend. Ann. Bd. LIII. S. 39; — Journal für praktische Chemie, Bd. XXIV. S. 65.

nicht um $\frac{1}{1000}$ variiren soll. Indessen weisen Dumas und Boussingault doch auf einige Abweichungen von dem bezeichneten normalen Verhältniss des Sauerstoffs zum Stickstoff hin, indem z. B. die gefundenen Unterschiede in der Zusammensetzung der Luft bei Brüssel und derjenigen am Faulhorn ausserhalb der Grenzen der Beobachtungsfehler zu liegen schienen. Schwankungen im Sauerstoffgehalte fand ferner Levy [1]) in der Luft über der Nordsee und in der auf Guadeloupe, und zwar dort eine grössere, hier eine geringere Sauerstoffmenge, als dem normalen Verhältniss entspricht. Auch ergab sich auf Guadeloupe der Kohlensäuregehalt als sehr veränderlich, wovon die nächste Ursache in den Exhalationen der Vulkane liegen mag. Den Mehrbetrag des Sauerstoffes in der Seeluft glaubt Levy der Existenz kleiner Thierchen, die nach Morren [2]) die Eigenschaft haben, unter dem Einflusse des Lichtes die Kohlensäure zu zersetzen und ihren Sauerstoff frei zu machen, zuschreiben zu dürfen, wogegen die Verminderung des Sauerstoffes bei Abwesenheit dieser Thierchen als eine Folge des Athmens der gewöhnlichen in dem Meerwasser lebenden Thiere betrachtet werden könne.

Ungeachtet des Umstandes nun, dass Sauer- und Stickstoff fast überall in einem constanten Verhältniss in der Atmosphäre vorkommen, bilden dieselben doch keine chemische Verbindung, sondern nur ein mechanisches Gemenge, worauf sowohl das specifische Gewicht, als auch das Lichtbrechungsverhältniss, die Wärmecapacität und alle sonstigen Eigenschaften der Luft hindeuten.

2. Ein anderer constanter Bestandtheil der Atmosphäre ist das Kohlensäuregas, dessen Gegenwart zuerst von Bergmann im Jahre 1774 und dann auch von vielen Andern dargethan wurde. Nach zahlreichen Versuchen von Th. de Saussure [3]) enthält die atmosphärische Luft im Durchschnitt etwa 4 Zehntausendtheile ihres Volumens an Kohlensäure. In der Gegend von Genf fand derselbe den Gehalt an Kohlensäure in 100 Gewichtstheilen atmosphärischer Luft = 0,0415, als Maximum 0,0574 und als Minimum 0,0315. Auf Bergen zeigt sich der Kohlensäuregehalt grösser als auf Ebenen,

---

[1]) Compt. rend. T. XIV. p. 381; — Journ. für prakt. Chemie von Erdmann etc. Bd. XXX. S. 62 u. 207.

[2]) Annal. de phys. et chim. Sér. III. T. I. p. 456, T. XII. p. 5, T. XVII. p. 5.

[3]) Gilb. Ann. Bd. LIV. S. 217; — Schweigger's Journ. Bd. LXI. S. 17 u. 129.

was Saussure daraus ableitet, dass die Zersetzung der Kohlensäure besonders in den untern Schichten, wo die Vegetation häufiger ist, geschehe, und dass dieses Gas bei weitem mehr von dem ebenen Boden absorbirt werden müsse, wo das Regenwasser einen langsameren Abfluss hat. Neuere Untersuchungen von H. und A. Schlagintweit [1]), die den Kohlensäuregehalt der Luft in den Alpen betreffen, bestätigen das Wachsthum desselben nach der Höhe; doch nimmt derselbe nicht in einer der Höhe proportionalen Weise, sondern in geringerem Maasse zu, so dass es wahrscheinlich wird, dass über eine gewisse Grenze hinaus der Kohlensäuregehalt wieder abnimmt. Bis zu einer Höhe von 3365,8 Meter fanden die Genannten eine progressive Zunahme, glaubten aber dort der Grenze eines constanten Maximums nahe gekommen zu sein. In grösseren Höhen sind die Schwankungen geringer als an tiefern Orten. Unmittelbar über dem Eise der Gletscher ist die Luft ärmer an Kohlensäure als in der Umgebung, wahrscheinlich Folge einer Absorption von Seiten des feuchten Ueberzuges und der Menge von Wasserrieseln, von denen das Eis benetzt wird.

De Saussure stellte ferner vergleichende Versuche mit der gleichzeitig zu Chambeisy und über dem Genfer See aufgefangenen Luft an, und fand, dass die Luft über dem See (wahrscheinlich in Folge der Absorption durch das Wasser) weniger Kohlensäure enthält als die Luft auf dem Lande [2]). Nach demselben ist der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre während des Tages in der Stadt grösser als auf dem Felde, während bei Nacht das umgekehrte Verhältniss besteht. In Rücksicht des Verhaltens am Tage und in der Nacht ergab sich aber, dass die Luft in der Ebene, auf freiem Felde, des Nachts mehr Kohlensäure als am Tage enthält. Diese Schwankung nimmt im Winter sehr ab, verschwindet oft und findet sich nicht selten unabhängig von den Irrthümern des Verfahrens. Man erkennt, dass die Einflüsse der Vegetation sich hier geltend machen. Das Maximum des Kohlensäuregehaltes trat gegen Ende der Nacht ein, das Minimum in der Mitte des Tages. Die grösste nächtliche Zunahme stieg auf $\frac{1}{5}$ des täglichen Gehaltes. Die beträchtlichsten und schnellsten Veränderungen fanden sich zwischen

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXVI. S. 442.

[2]) s. auch Vogel: Gilb. Ann. Bd. LXVI. S. 93 u. Bd. LXXII. S. 277.

dem Schlusse der Nacht und den ersten Tagesstunden. Die bedeutendsten Zunahmen der Kohlensäure wurden aber zur Zeit des häufigsten Thaues und dann, wenn die Tageshitze am meisten mit der Kühle der Nacht contrastirte, wahrgenommen.

Einen stärkeren Kohlensäuregehalt als den angegebenen findet man in Gegenden, wo beständig oder mit Unterbrechungen Kohlensäure aus dem Boden aufsteigt. Dies ist der Fall an Orten, die Schauplatz vulkanischer Thätigkeit sind oder waren. So steigt Kohlensäure in der Nähe thätiger Vulkane, meist einige Zeit nach dem Ausbruche der letzteren, aus Spalten und feinen Rissen empor (Mofetten in der Nähe des Vesuvs). Manche Naturforscher leiten den Ursprung dieser Kohlensäure von der Bildung des Basaltes und anderer vulkanischer Producte her, und zwar aus kohlensaurem Kalk, kohlensaurem Natron und kohlensaurer Magnesia, indem die Kohlensäure dieser Stoffe, durch die innere Erdwärme verflüchtigt, einen Ausweg durch Spalten und Ritze sucht. Ebenso finden sich Quellen von Kohlensäure in den älteren vulkanischen Gebirgspartien, z. B. in den tief eingeschnittenen Thälern der Eifel, im niederrheinischen Schiefergebirge und im westlichen Böhmen. Indessen kann man in Hinsicht auf den Ursprung dieser Kohlensäureexhalation auch an eine fortschreitende Zersetzung vorweltlicher Vegetabilien denken, die noch jetzt in grossen Tiefen in allen Braunkohlenlagern stattzufinden scheint. Es ist wenigstens, sagt Liebig[1]), höchst bemerkenswerth, dass vom Meissner in Kurhessen an bis zur Eifel hin, wo diese Lager sehr häufig sind, an eben so vielen Orten Säuerlinge zu Tage kommen. Diese Mineralquellen bilden sich auf dem Platze selbst, wo sie erscheinen, aus süssem Wasser, und aus Kohlensäuregas, das gewöhnlich von der Seite zuströmt.

Trifft Quellwasser mit der aufsteigenden Kohlensäure zusammen, so wird diese von jenem aufgenommen, wobei die Tiefe, in welcher das Zusammentreffen beider statt hat, von Bedeutung für die Menge der absorbirten Kohlensäure sein muss. Denn von jener Tiefe ist der Druck abhängig, welchem die Kohlensäure ausgesetzt ist; je stärker dieser Druck ist, desto grösser ist auch die Menge der Kohlensäure, welche das Wasser bei gleichem Volumen aufnimmt. Beim Aufsteigen des Wassers wird aber die absorbirte

---

[1]) Die Chemie in ihrer Anwendung auf Agricultur und Physiologie, 5. Aufl. 1843. S. 450.

Kohlensäure in dem Maasse, als der Druck abnimmt, frei und kann dieselbe dann in der Form mehr oder weniger grosser Blasen erscheinen. — Als Folge eines localen Ausströmens von Kohlensäure kann man auch die beträchtlichen Schwankungen betrachten, die Levy in der Luft von Guadeloupe fand. Der Kohlensäuregehalt variirte hier zwischen 22,2 und 0,4 Zehntausendtheilen. Abgesehen von solchen localen Schwankungen lässt sich ein Gehalt [1]) von 5 Theilen Kohlensäure in 10000 Theilen Luft als ein constanter und wesentlicher Theil der Atmosphäre betrachten, der sich in verschiedenen Jahren nicht ändert, sondern nur nach den Jahreszeiten wechselt.

3. Wahrscheinlich ist nun, dass die im Laufe der Zeit unveränderlichen Mengen von Kohlensäure und Sauerstoff in der Atmosphäre in einer gewissen Beziehung zu einander stehen. Bekanntlich wird der Luft durch den Athmungsprocess der Menschen und Thiere, durch den Verbrennungsprocess und die Verwesung organischer Materie fortwährend Sauerstoff entzogen, während sie dafür Kohlensäure empfängt. Daher muss eine Ursache vorhanden sein, welche die Anhäufung der Kohlensäure verhindert und der Luft den entzogenen Sauerstoff wieder ersetzt. Diese Ursache ist gegeben in dem Lebensprocesse der Pflanzen, deren Blätter und sonstigen grünen Theile bekanntlich Kohlensäure aufnehmen, dieselbe unter Mitwirkung des Lichtes zersetzen und ein ihr gleiches Volumen Sauerstoff aushauchen. Hierzu gesellt sich vielleicht noch die Thätigkeit einer zahllosen Menge sehr kleiner Thierchen, die nach Art der grünen Pflanzen die Kohlensäure zerlegen und dafür Sauerstoff zurückgeben. Durch die beständige Bewegung der atmosphärischen Luft, sowohl in vertikaler als in horizontaler Richtung, werden aber Kohlensäure und Sauerstoff überall hin verbreitet. Während in der kalten und gemässigten Zone zur Zeit des Winters die Thätigkeit der Vegetation stille steht, wird die in diesen Zonen durch Verbrennungs- und Athmungsprocesse erzeugte Kohlensäure den Gegenden zugeführt, in welchen der Lebensprocess der Pflanzen in vollster Thätigkeit ist, und dagegen der hier frei gewordene Sauerstoff theilweise den genannten Zonen durch entgegengesetzte Luftströmungen zugebracht.

---

[1]) s. Brunner: Poggend. Ann. Bd. XXIV. S. 569.

Obwohl die Sauerstoffmenge, welche durch die Respiration der Menschen und Thiere, durch die Verbrennung und Verwesung organischer Materie der Atmosphäre entzogen wird, als sehr bedeutend erscheint, so ist dieselbe doch im Vergleich zu dem in der Atmosphäre überhaupt vorhandenen Sauerstoffquantum nur eine verhältnissmässig sehr geringe Grösse. Nach einer Berechnung von Poggendorff [1]) ist ein einziges Zehntel Procent der Atmosphäre ausreichend, um das gesammte Menschengeschlecht auf 10000 Jahre mit Sauerstoff zu versorgen. Nimmt man an, die Atmosphäre habe durchgängig dieselbe Dichte wie an der Meeresfläche und sei eine geographische Meile (22843 Paris. Fuss) hoch, so würde der Sauerstoff unter dieser Voraussetzung für sich allein eine Schicht von 4797 Par. Fuss Höhe bilden und das, was die gesammte Menschheit davon in einem Jahre einathmet, nicht mehr als eine Schicht von 0,282 Par. Linie Höhe betragen, während die in der Atmosphäre vorhandene Kohlensäure schon eine Schicht von 9,48 Par. Fuss Höhe ausmachen würde. Setzt man ferner mit Dumas und Boussingault voraus, dass 1000 Millionen Menschen, von denen nach Prevost ein jeder täglich 1 Kilogramm Sauerstoff verzehren soll, auf der Erde wohnen, und dass in Folge des Athmens der Thiere und durch die Verwesung organischer Materien der den Menschen zugeschriebene Verbrauch noch vervierfacht werde, so würde nach Verlauf eines Jahrhunderts das ganze Menschengeschlecht und noch ein dreifaches Aequivalent desselben nur eine Quantität Sauerstoff verwenden, welche dem Gewichte nach gleich 15 bis 16 Kupferwürfeln von 1 Kilometer Seite wäre, während die Atmosphäre solcher etwa 134000 enthält, wovon jene Quantität kaum $\frac{1}{8000}$ ist.

4. Neben der Kohlensäure und mit ihr verbunden enthält die Atmosphäre noch einen für das Leben der Pflanzen wichtigen Stoff, nämlich das Ammoniak, eine Verbindung von Wasserstoff (H) und Stickstoff (N), die wir als ein Product der Fäulniss und Verwesung thierischer Körper zu betrachten haben. Wird der atmosphärische Wasserdampf zu Wasser condensirt, so wird von diesem das Ammoniak aufgenommen und der Erde zugeführt. Nach Liebig enthält das Regenwasser zu jeder Zeit Ammoniak, und zwar, wie sich erwarten lässt, vorzugsweise dann in grösserer Quantität, wenn nach anhaltender Trockenheit zuerst wieder Regen fällt. Von

[1]) Handwörterbuch der Chemie, Bd. I. S. 562; — Ann. Bd. LIII. S. 405.

dem wirklichen Vorhandensein des Ammoniaks im Regenwasser überzeugt man sich nach Liebig am einfachsten, wenn man frisch aufgefangenes Regenwasser in einer Porcellanschale, mit Zusatz von etwas Schwefel- oder Salzsäure, bis nahe zur Trockniss verdampfen lässt. Der Rückstand enthält Salmiak (salzsaures Ammoniak) oder schwefelsaures Ammoniak, welches man leicht an dem durchdringenden urinösen Geruch erkennt, welcher sich bei Zusatz von pulverigem Kalkhydrat entwickelt. Versuche von Fresenius[1]) ergeben den Gehalt der Atmosphäre an Ammoniak (NH_3) im Mittel zu 0,133 Theilen in 1000000 Gewichtstheilen Luft. Während des Tages enthielt die Luft 0,098 und während der Nacht 0,169 Ammoniak, eine Differenz, die wohl in gleicher Weise wie bei der Kohlensäure theils auf den Ernährungsprocess der Pflanzen, theils auf die nächtliche und namentlich gegen Morgen stattfindende Thaubildung, bei welcher das kohlensaure Ammoniak mit niedergeschlagen wird, zurückzuführen sein möchte.

5. Von sog. zufälligen oder Nebenbestandtheilen der Atmosphäre finden sich noch in Folge der Fäulniss vegetabilischer Stoffe in sumpfigen Gegenden Wasserstoff- und Kohlenwasserstoffgas[2]), sodann Schwefelwasserstoffgas, theils als Verwesungsproduct organischer Substanzen, besonders am Meeresstrande, wo in der wärmeren Jahreszeit Fische, Pflanzen (Tange) u. drgl. m. dem Process der Fäulniss anheimfallen, theils als Exhalationsproduct halb erloschener Vulkane. Hin und wieder entströmt Kohlenwasserstoffgas dem Boden, mitunter in beträchtlicher Menge. Die brennbaren entzündlichen Gase, welche aus Spalten in Steinkohlenlagern oder den Gebirgsarten strömen, in denen Steinkohlen vorkommen, enthalten nach Bischof Kohlensäure, Sumpfgas, ölbildendes Gas, und Stickgas. Diese Gase weisen darauf hin, dass noch jetzt in den Steinkohlenlagern fortwährende Veränderungen stattfinden. Nach Liebig ist es der Wasserstoff, welcher sich von der Steinkohle, worin er als Bestandtheil vorkommt, in der Form von Kohlenwasserstoffverbindungen trennt. Eine völlige Abscheidung des Wasserstoffes würde die Steinkohle in Anthracit überführen. Dagegen scheint,

---

[1]) Journal für praktische Chemie, Bd. XLVI. S. 100.

[2]) s. Journ. für prakt. Chem. Bd. III. S. 151.

wie schon erwähnt, in den Braunkohlenlagern eine fortschreitende Trennung von Sauerstoff in der Form von Kohlensäure vorzugehen, wodurch das Holz in der Braunkohle allmälich der Zusammensetzung der Steinkohle näher gebracht wird. Wohl ohne Zweifel entstand die Steinkohle aus einer untergegangenen Pflanzenwelt, die, nach den Ueberresten zu schliessen, welche in der betreffenden Formation vorkommen, einen tropischen Charakter hatte. Wahrscheinlich ist auch, dass die Erdoberfläche, welche diese Pflanzenwelt trug, von einem mächtigen Torflager bedeckt war, das zu irgend einer Zeit, veranlasst durch eine der bekannten Erdrevolutionen, in die Tiefe sank. Hier nun entstand unter dem Einflusse der innern Erdwärme, unter dem Drucke der aufgelagerten Massen und bei fast gänzlich gehemmtem Luftzutritt in der verschütteten Pflanzenwelt ein langsamer Verkohlungsprocess, der den Uebergang der vegetabilischen Kohle in die Steinkohle zur Folge hatte, und zwar wohl hauptsächlich dadurch, dass sich von den Bestandtheilen der Holzfaser (Kohlen-, Wasser- und Sauerstoff) gewisse Quantitäten in der Form von Kohlensäure, Sumpfgas und brennbaren Oelen trennte. Verschiedenheit des äusseren Druckes, verschiedene Grade der inneren Wärme und Feuchtigkeit mussten bei diesem Processe Unterschiede bewirken. Im Uebrigen erkennt man, dass ausser den flüchtigen Kohlenwasserstoffverbindungen sich auch flüssige bilden konnten, zu welchen letzteren Steinöl oder Naphta gehört. — In Rücksicht der brennbaren Gase, welche an vielen Orten der Erde entströmen, sind bekannt die sog. ewigen Feuer von Baku am kaspischen Meere und die Feuerfontainen der Dauphiné, wie denn auch Italien in der nächsten Umgebung der Appenninen an denselben reich ist. Am grossartigsten aber erschienen diese Feuerquellen in der chinesischen Provinz Syn-Tschuan, wo man das Gas zum Eindampfen der Soole und zum Beleuchten benutzt. Hier bohrt man Brunnen bis zu 3000 F. Tiefe, aus welchen Soole in Gemeinschaft mit Gas, zum Theil aber auch nur Gas hervorkommt. Schon längst bekannt wegen seiner natürlichen Gasbeleuchtung ist auch der kleine Ort Fredonia im Staate New-York am Eriesee. Von verschiedenen andern Orten (Amerikas), an welchen brennbare Gase in beträchtlicher Quantität hervortreten, ist neuerdings in öffentlichen Blättern die Rede gewesen.

Ferner begegnen wir in der Atmosphäre noch Spuren von Chlorwasserstoffsäure (Salzsäure), die man mit Basen ver-

bunden namentlich in der Seeluft gefunden hat [1]). Man vermuthet, dass sie durch Zersetzung der chlorwasserstoffsauren Talkerde entstehe. Indessen wird Chlorwasserstoff auch von den Vulkanen Europas ausgehaucht. Spuren von Salpetersäure sind in der Atmosphäre gleichfalls, wenigstens mitunter, zu erwarten, da die beiden Hauptbestandtheile der atmosphärischen Luft: Sauer- und Stickstoff, zu Salpetersäure vereinigt werden können, wenn der elektrische Funke (Blitz) die feuchte Luft durchbricht [2]). —

Dem in meteorologischer Beziehung so wichtigen Wasserdampf, der jederzeit einen Bestandtheil der Atmosphäre ausmacht, werden wir weiterhin eine besondere Betrachtung widmen.

6. Wir beschliessen unsere Betrachtungen über die Bestandtheile der Atmosphäre im Hinblick auf einen eigenthümlichen Zustand, welchen der Sauerstoff unter Umständen anzunehmen vermag und worin derselbe Eigenschaften zeigt, die ihn von dem gewöhnlichen Sauerstoff merklich unterscheiden. Charakteristisch für den Sauerstoff in diesem Zustande ist ein eigenthümlicher durchdringender Geruch, weshalb man denselben auch Ozon (von ὄζω, ich rieche) nennt. Diesen Geruch hatte man schon lange, noch bevor man die geringste Kenntniss von der Natur des Ozon besass, gar oft wahrgenommen. So beobachtete Gardini [3]) im Jahre 1793, dass ein Phosphorgeruch hervortrete, wenn Elektricität aus Spitzen strömt. Und Priestley bemerkte, dass bei jeder Bildung von Wasser durch den elektrischen Funken das Gefäss von einem dicken weissen Nebel erfüllt werde, der einen eigenthümlichen Geruch habe. Denselben Geruch beobachtete Cruikshank [4]) an dem Sauerstoff, welcher bei der Zersetzung der Schwefelsäure durch den elektrischen Strom am positiven Pol entwickelt wird. Sehr deutlich nimmt man ihn in der Nähe des Conductor einer thätigen Elektrisirmaschine wahr, namentlich dann, wenn man auf dem Conductor eine Metallspitze befestigt. Bekannt und alt [5]) ist auch das Gerede von einem beson-

---

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXVI. S. 93, Bd. LXVII. S. 277, — Schweigg. Journ. Bd. XXXII. S. 281, Bd. XXXV. S. 396.

[2]) Ueber das Vorkommen der Salpetersäure im Regenwasser (der Gewitter) s. Liebig Agriculturchemie (1843), S. 298.

[3]) Gehlen's Journ. Bd. VII. S. 881.

[4]) Gilb. Ann. Bd. VII. S. 107.

[5]) s. Mohr in Poggend. Ann. Bd. XCI. S. 625.

deren Geruche an Orten, wo der Blitz eingeschlagen. Man hegte früher die Meinung, dass dieser Geruch der Elektricität als solcher zukomme, d. h. durch eine directe Einwirkung derselben auf die Geruchsnerven hervorgebracht werde. Zuerst und am entschiedensten wurde diese Meinung von Schönbein [1]) zurückgewiesen, der besagten Geruch von einer eigenthümlichen Substanz, der er eben den Namen Ozon gab, herleitete. Schönbein, anfangs wähnend, dass das Ozon nur bei Gegenwart von Stickstoff und Feuchtigkeit entstehen könne, hielt dasselbe für ein neues Element, adoptirte dann aber mit andern die Ansicht, dass man es hier nur mit Sauerstoff in einem besonderen Zustande, kurz mit modificirtem oder sog. allotropischem Sauerstoff zu thun habe.

Der eigenthümliche durchdringende Geruch des Ozon ist so stark, dass selbst Luft, die nur $\frac{1}{1000000}$ davon enthält, noch merklich darnach riecht. Der Geruch wird in der stärksten Kälte nicht zerstört, wohl aber durch Erhitzung des Ozon bis auf 250°, wo es dann in gewöhnlichen Sauerstoff übergeht. Auch durch die Gegenwart verhältnissmässig geringer Mengen von Oxyden edler Metalle, ferner durch Eisen- und Kupferoxyd, sowie durch die Hyperoxyde von Mangan, Blei, Kobalt und Nickel wird ozonisirte Luft augenblicklich geruchlos gemacht [2]). Charakteristisch für das Ozon ist namentlich seine hohe Verwandtschaft zu andern Körpern; schon bei gewöhnlicher Temperatur verbindet sich dasselbe mit den meisten Körpern, die einer Vereinigung mit Sauerstoff überhaupt fähig sind; bei welcher Gelegenheit es selbst dann verschwindet.

Gewöhnlicher Sauerstoff wird sowohl bei Gelegenheit chemischer Actionen als auch auf elektrischem Wege in Ozon übergeführt. Eine Glasröhre, in welche eingeschmolzene Platindrähte hineinragen, sei mit trocknem, reinem Sauerstoffgase gefüllt. Lässt man nun durch das letztere mittelst der Drähte elektrische Funken hindurchschlagen, so wird es in Ozon verwandelt. Dasselbe geschieht auch schon, wenn elektrische Funken längs der Glasröhre überschlagen [3]),

---

[1]) Ueber das Ozon, Basel 1845. Denkschrift über das Ozon, Basel 1849; — s. auch Liebig's u. Wöhler's Annalen der Chemie. 1854.

[2]) s. Schönbein: Journ. für prakt. Chem. Bd. LVV. S. 96.

[3]) s. Becquerel (u. Frémy): Compt. rend. T. XXXIV. p. 399; Ann. de Chim. et de phys. Ser. III. T. XXXV.; — Annal. der Chemie u. Pharmacie, Bd. LXXXIV. S. 208.

so dass in diesem Falle die Erzeugung des Ozons die ' kung einer sog. elektrischen Induction ist, die von Seiten der l ken auf den Sauerstoff in der Röhre ausgeübt wird. Wahrschei findet eine solche Inductionswirkung auch bei jedem Blitzsch statt. Schönbein machte, als der Blitz in eine kleine, auf der Rh brücke zu Basel stehende Kapelle einschlug, die Beobachtung, im Moment der heftigen Entladung sowohl alle Räume seiner W nung, die einige hundert Schritte entfernt lag, als auch die ben harten Häuser (selbst verschlossene Zimmer) sich mit einem sta Ozonqualme füllten, der nicht durch Luftströmungen vom Orte Blitzschlages herbeigeführt sein konnte, sondern an Ort und S selbst erzeugt sein musste.

Es ist noch einigermaassen fraglich, ob alles Ozon, gleic auf welche Weise es entstanden, durchweg von gleicher Natu Baumert [1]) suchte nachzuweisen, dass das bei der Zerlegung Wassers durch den elektrischen Strom auftretende Ozon wesen verschieden von dem sei, welches beim Durchschlagen elektris Funken durch trocknes Sauerstoffgas entsteht; jenes soll nach eine Verbindung von Wasserstoff mit Sauerstoff von der Zusam setzung HO_3 sein, das andere aber lediglich sog. allotropischer Sa stoff. Dagegen wird von verschiedenen Andern behauptet, dass Ozon, aus welcher Quelle dasselbe auch herkommen möge, ein derselbe Körper von gleicher Beschaffenheit, nämlich Sauersto einem andern (allotropischen) Zustande sei.

In Hinsicht auf die Natur und den Ursprung des (bot sich eine Ansicht dar [2]), die manches für sich hat. Die stützt sich auf die neuerdings von verschiedenen Chemikern machte Annahme, dass die gasförmigen Grundstoffe nicht aus zelnen (isolirten) Atomen, sondern aus Molecülen bestehen, von nen jedes aus zwei Atomen zusammengesetzt sei. Hiernach w also auch der gewöhnliche Sauerstoff aus Molecülen von der sammensetzung $O + O$ oder $\left.\begin{matrix}O\\O\end{matrix}\right\}$ bestehen, wenn man durch (

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXIV. S. 38, Bd. XCIX. S. 88; — vrgl. Journ. für prakt. Chem. Bd. LXVI. S. 106. Chemisches Centralbl. 1854. S Compt. rend. T. XL. p. 947, T. XLIII. p. 34, oder Poggend. Ann. Bd. XCIV. S u. Bd. XCIX. S. 165.

[2]) Clausius: Poggend. Ann. Bd. CIII. S. 644. — s. auch Schön ebenda Bd. CVIII. S. 471.

kleinstes Massentheilchen, d. h. ein Atom Sauerstoff bezeichnet. Geht nun Sauerstoff irgendwie in Ozon über, so zerlegt sich das betreffende Molecül in seine beiden Atome, die dann eben das sog. Ozon ausmachen, und, wegen ihrer freieren Beweglichkeit, eine grössere chemische Wirksamkeit besitzen müssen. Die Entstehung des Ozon durch Elektricität geschieht aber dadurch, dass die beiden Atome in den Molecülen $\left.\begin{matrix}O\\O\end{matrix}\right\}$, mag übrigens die Elekricität positiv oder negativ sein, gleichartig elektrisirt und demzufolge, nämlich vermöge gegenseitiger Abstossung, von einander getrennt werden. Selbstverständlich muss nun das Ozon überall verschwinden, wo die isolirten Sauerstoffatome, die es ausmachen, Gelegenheit finden, sich mit andern Körpern zu verbinden. Die Thatsache, dass das Ozon manche Hyperoxyde, z. B. Bleihyperoxyd, reducirt und dabei in gewöhnlichen Sauerstoff übergeht, erklärt sich unschwer nach der aufgestellten Ansicht. Bekanntlich geben die Hyperoxyde ihren Sauerstoff leicht ab. Kommen nun dieselben in Berührung mit Luft, worin sich einzelne Sauerstoffatome (als Ozon) bewegen, so werden sich die im Hyperoxyde lose gebundenen Sauerstoffatome mit den freischwebenden wieder zu den Molecülen des gewöhnlichen Sauerstoffes vereinigen, und daher die doppelte Wirkung der Desoxydation und der Desozonisirung zur Erscheinung bringen.

7. Wie das Chlor scheidet auch das Ozon bei Gegenwart von Feuchtigkeit aus den meisten Jodmetallen sofort Jod aus; daher denn auch das Jodkalium, mit Stärke vermischt, ein empfindliches Reagens auf Ozon ist. Man kocht nach Schönbein einen Theil Jodkalium, 10 Theile Stärke und 200 Theile Wasser zu einem dünnen Kleister, bestreicht damit weisses Filtrirpapier und zerschneidet dieses zu 4 Zoll langen und $\frac{1}{2}$ Zoll breiten Streifen, die man in verschlossenen Flaschen aufbewahrt und im Falle der Anwendung mit destillirtem Wasser befeuchtet. Berührung des feuchten Papiers mit der Hand ist zu vermeiden; auch muss dasselbe beim Trocknen sorgfältig gegen Staub gesichert sein. Setzt man nun solche Streifen der freien Luft aus, so werden sich dieselben, je nach dem Gehalt der Atmosphäre an Ozon, mehr oder minder rasch bräunen oder bläuen. Uebrigens sind bei Anwendung dieser Papiere noch mancherlei Vorsichtsmassregeln zu beachten, und ist namentlich darauf zu sehen, ob das benutzte Jodkalium nicht etwa jodsaures Kali enthält, was nach Schönbein stets der Fall ist, wenn es an de

Luft geschmolzen worden ist. Die blaue Färbung des Papiers ist hier die Folge des durch die oxydirende Wirkung des Ozon ausgeschiedenen Jod, von dem ja bekannt ist, dass es Stärke blau färbt. Das Jodkalium wird nämlich durch Ozon, das man im Gegensatze zum gewöhnlichen Sauerstoff wohl auch den activen Sauerstoff nennt, zerlegt; es entsteht unter Mitwirkung der Feuchtigkeit (des Wassers in der Atmosphäre) Kaliumoxydhydrat und freies Jod, welches mit der Stärke Jodstärke bildet, — eine Verbindung, die allerdings sehr loser Natur ist, indem das Jod leicht verdampft und damit auch die blaue Färbung der Stärke verloren geht.

Da nun elektrische Vorgänge in der Atmosphäre, selbst abgesehen von der Erscheinung des Gewitters, fast unaufhörlich stattfinden, so sind wohl auch die Bedingungen zur Bildung des Ozon fast jederzeit gegeben. Zur Beobachtung des Ozongehaltes der Atmosphäre hat man die oben erwähnten Papiere benutzt, die man in Verbindung mit einer entsprechenden Farbenscale Ozonometer nennt. Schönbein gab eine Farbenscale mit 10 Graden, deren erster Weiss (0) und deren letzter (10) Dunkelviolett bezeichnet. Osann [1]) construirte ein Ozonometer mit einer Farbenscala von 9 Graden, indem er zunächst ein Maximum und ein Minimum der Reaction aufsuchte. Das letztere ergab sich dadurch, dass man Jodkaliumstärkepapier 1 Stunde lang im Freien der Einwirkung der Luft aussetzte, und das Maximum, indem man mehrere Nächte hindurch auf ein solches Papier die Luft einwirken liess, bis man keine Intensitätszunahme der Färbung mehr erkennen konnte. Zur Erlangung der Zwischenstufen zwischen diesen beiden Endpunkten wurden Reactionspapiere 3, 6, 9, 12, 18 und 24 Stunden der Einwirkung der Atmosphäre im Freien ausgesetzt. Die Reactionen suchte man durch Farbenmischungen nachzuahmen, indem man letztere so lange steigerte und schwächte, bis sich ein gleichmässiger Verlauf vom Minimum nach dem Maximum hin kundgab. — Gräger [2]) begnügte sich mit einer Scala von 5 Graden, und stellte dieselbe mit rothem Eisenoxyd her, dessen Farbe mit dem durch Ozon abgeschiedenen Jod viel Aehnlichkeit hat. Zur Gewinnung der schwächeren Färbungen wurde das Eisenoxyd mit Blei- oder Zinkweiss, bezüglich der dunkleren aber mit Berlinerblau vermischt. Um die Reactionspapiere

[1]) Journ. für praktische Chemie. Bd. LVIII. S. 92.

[2]) Archiv d. Pharmacie. Bd. LXIX. S. 278.

auf eine bequeme Weise der Luft aussetzen zu können, benutzte Gräger eine Vorrichtung, die im Wesentlichen aus drei Theilen besteht, nämlich aus einem innern Cylinder von 2 Zoll Durchmesser nd 6 Zoll Höhe, einem zweiten Cylinder von gleicher Höhe, in welcher sich der innere mit sanfter Reibung um seine Axe drehen lässt (daher der mittlere Cylinder in seiner Höhlung mit Sammt ausgekleidet ist), und aus einem dritten Cylinder von halber Höhe. Alle drei Cylinder sind übereinander geschoben; während aber der innere Cylinder hohl und ganz ist, hat der mittlere einen symmetrischen Einschnitt von 1½ Zoll Breite und 4 Zoll Höhe. Der Umfang des innern Cylinders beträgt nahe 6 Zoll, so dass ein um denselben gelegtes Papierblatt, indem man ihn einmal um seine Axe dreht, durch den Einschnitt des mittlern Cylinders in 12 Theile getheilt wird. Durch den dritten Cylinder, der in vertikaler Richtung zu bewegen ist, lässt sich das Blatt in 24 Theile theilen; daher man 24 Beobachtungen auf einem Blatte vereinigen kann.

8. Eine längere Beobachtungsreihe über die Veränderungen des Ozongehaltes der Atmosphäre liegt von Schönbein vor. Hiernach ist der Gehalt durchschnittlich am stärksten im Winter, namentlich bei Schneefällen, am schwächsten im Sommer, und ein mittlerer, übrigens sehr veränderlicher, in den beiden übrigen Jahreszeiten. Hiermit stimmen jedoch die Beobachtungen Anderer, die sich allerdings zum Theil nur auf sehr kurze Zeiträume erstrecken, keineswegs ganz überein. Sehr bedeutend fand Schönbein den Ozongehalt in der Nähe von Gewitterwolken (auf dem Jura), und soll nach ihm derselbe überhaupt mit der Höhe zunehmen. Als Schönbein die Angaben seines Ozonometers mit den Beobachtungen über die Luftelektricität verglich, ergab sich eine Uebereinstimmung in der Art, dass das mittlere Maximum und Minimum der Luftelektricität mit dem mittleren Maximum und Minimum des Ozongehaltes der Atmosphäre in dieselben Jahreszeiten fallen.

Die meisten Beobachtungen stimmen, wie es scheint, darin überein, dass der Ozongehalt während der Nacht grösser als am Tage ist. Ausserhalb der Stadt ist derselbe constant grösser und weniger wechselnd, als innerhalb derselben. In Rücksicht der Windesrichtung haben einige Beobachtungen ein Maximum des Ozongehaltes bei den südlichen Winden der Westseite gefunden. Da die Feuchtigkeit der Luft die Ozonreaction begünstigt, so mag das letzterwähnte Resultat daher kommen, dass die genannten Winde meist

Feuchtigkeit und wässrige Niederschläge bringen. Und eben darin mag auch der Grund liegen, dass der Ozongehalt bei niedrigem Barometerstand grösser als bei hohem ist, weil nämlich in jenem Falle die bezeichneten Winde vorherrschen. Nach Beobachtungen in Königsberg, die Schiefferdecker mitgetheilt, wird zwar die Ozonreaction durch die Feuchtigkeit der Luft und durch die Stärke des Windes befördert, wogegen aber die Richtung des Windes keinen Einfluss haben soll. Die Ozonreaction ist nach diesen Beobachtungen in ihrem Steigen und Fallen proportional einer Zahlenreihe, die aus der Windstärke und dem Feuchtigkeitsgrade der Luft zusammengesetzt ist. Auch soll die Nähe des Wassers, sowohl die der See als eines stagnirenden Teiches, keinen merklichen Einfluss auf die Ozonreaction ausüben, ebensowenig die Schwankung in der täglichen Temperatur und im Stande des Barometers [1]).

Den Umstand, dass das Ozon, ungeachtet es unaufhörlich in der Atmosphäre gebildet wird, sich doch im Laufe der Zeit nicht anhäuft, und dass die niederen Schichten weniger als die höheren damit beladen sind, sucht Schönbein vornehmlich daraus abzuleiten, dass das Ozon theils von den mit organischer, oxydirbarer Materie bedeckten Erdoberfläche, theils von manchen bei der Verwesung vegetabilischer und animalischer Stoffe entstehenden oxydirbaren Gasen (Kohlen-, Schwefel-, Phosphorwasserstoffgas) beseitigt wird. So verändert sich Jodkaliumstärkepapier an Orten, wo dergleichen gasförmige Verbindungen vorzugsweise entstehen, z. B. in Abtritten, nicht, ebensowenig in engen belebten Strassen, oder über verwesenden organischen Körpern. Aus diesem Grunde kann das Ozon in grosser Menge nicht lange in der Atmosphäre verweilen, indem es bald nach seinem Entstehen wieder entfernt wird, und zwar eben wegen seiner grossen chemischen Affinität zu andern Körpern, mit denen es sich verbindet. — Die stinkenden Miasmen, welche beim Faulen des Fleisches oder dergleichen entstehen, werden nach Schönbein durch ozonisirte Luft ebensogut wie durch Chlor zerstört; daher soll denn das Ozon wesentlich dazu dienen, die unaufhörlich

---

[1]) s. Berichte der k. k. Acad. in Wien, Bd. XVII. S. 191. — Bez. anderweitiger Beobachtungen s. Gräger in Mühlhausen: Archiv d. Pharm Bd. LXIX. S. 278; Karlinsky in Krakau: Poggend. Ann. Bd. XCIII. S. 627; Wolff in Bern: Poggend. Ann. Bd. XCI. S. 314, Bd. XCIV. S. 385; Resthuber in Kremsmünster: Ber. d k. k. Acad. in Wien Bd. XIV. S. 336.

durch die Verwesung organischer Materie entstehenden und in die Atmosphäre aufsteigenden Miasmen zu zerstören und somit die Luft in einer dem Fortbestand des thierischen Lebens geeigneten Beschaffenheit zu erhalten. Bekannt sind die dem menschlichen Organismus so verderblichen Wirkungen der miasmatischen Sumpfluft, vorzugsweise in Gegenden, worin Sümpfe in grösserer Erstreckung vorkommen. Diese Wirkungen werden nun zum Theil durch das Ozon gehemmt, besonders wenn durch gewisse atmosphärische Ereignisse, namentlich durch Gewitterstürme, die Luft gewechselt und neues Ozon erzeugt wird. Wahrscheinlich wird auch die Cholera, insofern sie miasmatischer Natur ist, in Rücksicht der Intensität ihres Auftretens an einem Orte, von dem Ozongehalte der Luft daselbst abhängen. In der That fand R. Wolff während des Sommers 1854 in Aarau, als hier die Cholera den höchsten Grad erreicht hatte, einen auffälligen Mangel an Ozon in der Atmosphäre. Gleiches beobachtete der englische Arzt Hunt während einer Choleraepidemie. Quetelet fand aber, dass eine auffallende Abnahme der Luftelektricität in den ersten sieben Monaten des Jahres 1849 mit dem gleichzeitigen Erscheinen der Cholera in Belgien zusammenfiel. Andererseits soll das atmosphärische Ozon mitunter auch, namentlich im Winter, wo es zuweilen in sehr reichlicher Menge auftritt, als Ursache gewisser Krankheiten wirksam werden, was insofern sehr glaublich erscheint, als das künstlich erzeugte Ozon, in gleicher Weise wie das Chlor, die Schleimhäute reizen und entzünden kann, und man das Nämliche von dem atmosphärischen Ozon zu erwarten hat, wenn es in hinreichender Menge eingeathmet wird. Daher wurde von Schönbein die Vermuthung ausgesprochen, dass manche katarrhalische Affectionen durch das atmosphärische Ozon veranlasst werden möchten. Im Winter 1855 herrschte in Berlin eine sehr heftige Grippe; Schönbein, gerade dort anwesend, untersuchte die Luft und fand in derselben einen ungewöhnlich grossen Ozongehalt. Auch sehen manche Aerzte, in Uebereinstimmung mit Schönbein, in dem Ozon eine der Ursachen, welche das oft in mehr als einer Hinsicht räthselhafte Auftreten und Fortschreiten katarrhalischer Krankheitsprocesse bedingen. Hiernach würde das Ozon eine positive Wirkung auf die katarrhalischen Krankheiten und eine negative auf die miasmatischen (Intermittens, Typhus, Cholera, Diarrhöe) ausüben. Diese Ansicht wird indess keineswegs unterstützt durch Beobachtungen, welche der Verein für wissenschaftliche Heilkunde in

Königsberg ein Jahr hindurch über den Ozongehalt der Luft in der Stadt und ihrer Umgebung mit Bezug auf das Entstehen und den Verlauf jener Krankheitsformen angestellt hat. Nach dem hierüber erstatteten Berichte von Schiefferdecker müsste, wenn jene Ansicht richtig wäre, der Ozongehalt sein Maximum im November, sein Minimum im September haben. Diese Monate zeigten aber einen ziemlich übereinstimmenden Ozongehalt. Die Vergleichung der Krankheiten mit den ozonometrischen Bestimmungen liess durchaus keine Beziehung zwischen irgend einer Krankheit und dem Ozongehalte der Luft erkennen. Selbst plötzliche bedeutende Steigerungen des Ozongehaltes wirken, nach diesem Berichte, durchaus nicht auf die Entstehung katarrhalischer Krankheiten der Respirationsorgane befördernd ein. — Indessen dürfen wir doch nicht unbeachtet lassen, dass diese Beobachtungen nur einen kurzen Zeitraum umfassen. Nach der Kenntniss, die wir von der Natur des Ozon in positiver Weise besitzen, müssen wir es für höchst wahrscheinlich halten, dass dasselbe im Haushalte der Natur eine wichtige, vielleicht sehr grosse, Rolle spielt. Als gewiss können wir annehmen, dass das Ozon auf die durch die Verwesung organischer Materien erzeugten Miasmen zerstörend wirkt, und also insofern einen wohlthätigen Einfluss übt, während es andrerseits wieder sicher ist, dass dasselbe, in grösserer Menge eingeathmet, katarrhalische Affectionen bedingt. Doch ist es möglich, dass das Ozon niemals oder sehr selten in so grosser Menge in der Atmosphäre auftritt, um auf das Entstehen und den Verlauf katarrhalischer Krankheitsprocesse einen merklichen Einfluss äussern zu können, wogegen freilich wieder zu bedenken ist, dass diese Krankheiten sehr wahrscheinlich von einer Mehrheit verschiedener Factoren abhängen, deren Wirksamkeit von der des Ozon zu trennen wäre, wenn man die letztere in ihrer Besonderheit will kennen lernen. Darüber wird aber nur eine lange fortgesetzte Beobachtungsreihe Aufschluss gewähren können.

9. Zu bemerken ist noch, dass die bisher in Anwendung gebrachte Methode, den Ozongehalt der Luft zu ermitteln, obschon sie sich durch Einfachheit und Empfindlichkeit empfiehlt, doch zur quantitativen Bestimmung des Ozongehaltes sehr unsicher ist. Die Unsicherheit, ja Unbrauchbarkeit dieser Methode hat neuerdings unter Andern auch Houzeau [1]) hervorgehoben. Abgesehen von

[1]) Journ. de Pharm. et de Chim. T. XXXIII. p. 115.

dem Mangel, dass der Schönbein'schen Farbenscala keine feste Einheit zu Grunde liegt, ist zu bedenken, dass sich bei der Reaction auf das Papier noch ganz andere Einflüsse als die des Ozon geltend machen. So hängt die Stärke der Einwirkung des Ozon von der Neutralität des Jodkalium ab, das um so weniger zersetzt wird, je weniger es neutral ist. Dasselbe ist aber meist basisch. Ferner ist die Zersetzung des Jodkaliums und die davon abhängende Bläuung des Papiers um so stärker, je mehr die Atmosphäre mit Wasserdampf gesättigt ist; desto schneller und stärker tritt die Bläuung ein. Ueberhaupt aber steht die Intensität der Bläuung in keinem gesetzlichen Verhältnisse zu der Dauer der Wirkung. Auch findet, wie schon erwähnt, nach einiger Zeit, und zwar um so schneller, je höher die Temperatur ist, wieder eine Entfärbung des Reagenspapiers durch Verdampfung von Jod statt. — Houzeau hat nun eine neue, nach ihm zuverlässige, Methode mitgetheilt, die ebenfalls von der Eigenschaft des Jodkaliums, durch Ozon in Jod und Kalium zerlegt zu werden, Gebrauch macht. Die ozonhaltige Luft geht hier durch ein Gemisch von sehr verdünnter Schwefelsäure und einer Lösung von Jodkalium, welches sich in mehreren Kugelapparaten befindet. Das Jodkalium wird durch die Einwirkung des Ozon zerlegt und das gebildete Kali sofort von der überschüssigen Schwefelsäure gebunden. Sobald nun ein gewisses Volumen Luft durch den Apparat hindurchgegangen ist, bringt man die Flüssigkeit in einen Kolben mit Vorlage, um sie hier so lange zu kochen, bis alles Jod mit den Wasserdämpfen überdestillirt ist. Die noch ungebundene Schwefelsäure wird dann durch Titriren quantitativ bestimmt und von der ganzen angewendeten Säuremenge in Abzug gebracht. Auf solche Weise erhält man die Quantität der an Kali gebundenen Säure, aus der sich nun auch die Menge des Kali, sowie die des Ozon dem Gewichte nach berechnen lässt. Zur quantitativen Bestimmung des Ozon mag diese Methode vielleicht ganz zweckdienlich sein, zu ozonometrischen Beobachtungen der Atmosphäre jedoch erscheint dieselbe zu complicirt. —

Sollen die Beobachtungen über den Ozongehalt der atmosphärischen Luft zu irgend einem erspriesslichen Resultate führen, so ist selbstverständlich erforderlich, dass dieselben in ähnlicher Weise wie die sonstigen meteorologischen Beobachtungen, an möglichst vielen Punkten eines hinreichend ausgedehnten Bezirks der Erdoberfläche

unter Anwendung einer und derselben, möglichst einfachen zuverlässigen Methode angestellt werden.

II. Elasticität, Gewicht, Höhe und Gestalt d Atmosphäre.

10. Die Theilchen der verschiedenen Gase, aus welch Atmosphäre unserer Erde besteht, haben vermöge der Schwe das Bestreben, nach dem Erdkörper hin zu fallen, währei Theilchen eines und desselben Gases in Folge der zwischen bestehenden und von der Wärme abhängenden Repulsion sic einander zu entfernen suchen. Beide Umstände zusammen b es mit sich, dass diese Gase ein elastisches Medium um die Er den. Sowohl die Elasticität als das Gewicht der atmosphäi Luft gibt sich, abgesehen von so vielem Anderen, schon dure Druck zu erkennen, den dieselbe auf das Quecksilber eines

Fig. 1.

meters ausübt. Gesetzt, der Barometerstand hh' an Orte sei 28 Par. Zoll, dann hält hier die Atmos nämlich eine Luftsäule, die bis zur oberen Grenz Atmosphäre reicht, einer Quecksilbersäule von gl Durchmesser und 28 Z. Höhe das Gleichgewicht. Quecksilbersäule wiegt aber bei einem Durchmesse 1 Zoll etwa 15,45 Pfund; und dies ist denn auc Druck, den die Atmosphäre auf jeden Quadratzoll der fläche eines Körpers ausübt. Der Gesammtdruck d mosphäre würde, wenn man den mittlern Barometc zu 28 Par. Zoll annimmt, dem Gesammtgewicht eines silbermeeres gleich sein, welches die ganze Erdoberflä zu einer Höhe von 28 Z. bedeckte. Verschliesst man aber d fenen Schenkel eines Barometers hermetisch, so wird die Qu bersäule im langen Schenkel von der abgesperrten Luft in schlossenen Schenkel getragen, und zwar nur vermöge ihrer S kraft, die dem atmosphärischen Drucke am betreffender entspricht.

Indessen lässt sich das Gewicht der atmosphärischen Lu telst der Luftpumpe in bekannter Weise numerisch bestimmei naue Versuche über das Gewicht der Luft sind von Biot [1]

[1] Traité de phys. T. I. p. 387.

Arago, und neuerdings von Regnault angestellt worden. Nach den Bestimmungen der erstgenannten wiegt in Paris bei einem Barometerstande von 760 Millimeter (= 0,76 Meter) und bei 0° C. Temperatur 1 Liter (= 1000 Cubikcentimer) Luft 1,299541 Grammen. Ein gleiches Volumen Wasser auf dem Punkte seiner grössten Dichte, nämlich bei etwa 4° C., wiegt 1000 Grammen. Daher ist das specifische Gewicht des Wassers, wenn man das der Luft als Einheit annimmt, = 769,44 oder das der Luft im Vergleich zu dem des Wassers (als Einheit) = 0,00128308. Das Quecksilber ist aber bei 0° C. 13,598mal so dicht als Wasser bei 4° C., mithin 10472,9mal so dicht als atmosphärische Luft bei 0,76 Meter Barometerstand und einer Temperatur von 0° C.

Regnault [1]) bestimmte das Gewicht eines Liter trockner Luft bei 0° Temperatur und 0,760^{m} Barometerstand für die Breite von Paris (48° 50′ 14″ Br.) zu 1,293187 Grm. Das Gewicht von 1 Liter Quecksilber fand derselbe = 13595,95 Grm. Sonach ist das Gewichtsverhältniss zwischen Quecksilber und Luft bei der Temperatur 0° und dem atmosphärischen Drucke von 0,76^{m} zu Paris = 10513,5. Im Niveau des Meeres und unter der Breite von 45° würde dieses Verhältniss = 10517,3 sein. Mittelst des oben angeführten Werthes für das Gewicht eines Liter Luft findet sich ferner das Gewicht 1 Liter Sauerstoff = 1,429802 Grm., 1 Liter Stickstoff = 1,256167 Grm., 1 Liter Kohlensäure = 1,977414 Grm.

11. Alle Theilchen der Luft erhalten vermöge der Schwere einen Zug nach der Erde hin; daher sie um die letztere eine Atmosphäre bilden müssen, deren Dichte jedoch mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche abnehmen wird. Die Luft ist nämlich in einem hohen Grade zusammendrückbar, und ihre Dichte verhält sich wie das Gewicht, durch welches sie zusammengedrückt wird. Da nun die oberen Schichten auf die jedesmaligen unteren drücken, so muss die Dichte der Atmosphäre nach unten hin beträchtlich zunehmen. Bei überall gleicher Temperatur und unter der Voraussetzung, dass die Intensität der Schwere bis zur Grenze der Atmosphäre unverändert bleibt, werden die Dichten der concentrischen Luftschichten nach den Gliedern einer geometrischen Reihe abneh-

---

[1]) Relations de expériences entreprises etc. pour déterminer les principales lois et les données numeriques qui entrent le calcul de machines à vapeur. Paris 1847. Nr. 8; — Poggend. Ann. Bd. LXXIV. S. 202.

men, wenn die Höhen in arithmetischer Progression wachsen. Denken wir uns eine Luftsäule, die sich vom Niveau des Meeres bis zur Grenze der Atmosphäre erstreckt, durch horizontale Schnitte in eine gewisse Anzahl gleicher Schichten getheilt, und bezeichnen wir die betreffenden Höhen mit 1, 2, 3, 4, ...; so erhalten wir für die entsprechenden Dichtigkeiten, wenn wir die unterste = 1 setzen, nacheinander 1, $\frac{1}{2}$, $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{8}$, ... Nun entspricht aber auch das Verhältniss der Luftdichtigkeiten in den verschiedenen Höhen dem Verhältniss der Barometerstände in diesen Höhen. Denn die Dichtigkeiten verhalten sich wie die Kräfte oder wie die Gewichte, durch welche die Luft zusammengepresst wird; und die Höhe des Barometerstandes ist proportional dem auf das Quecksilber des offenen Schenkels ausgeübten Luftdrucke. Auch die Barometerhöhen nehmen, unter den besagten Umständen, nach einer geometrischen Reihe ab, wenn die Höhen um gleiche Grössen, d. h. nach einer arithmetischen Reihe wachsen. [1])

Fig. 2.

---

[1]) Gesetzt, die vertikale Luftsäule sei in h gleiche Schichten getheilt. Der Barometerstand am Fusse der Säule $= B$ werde in der Höhe h gleich b. Dann wird der Barometerstand an der oberen Grenze der ersten Schicht $= \frac{B}{n}$, am Ende des zweiten $= \frac{B}{n^2}$, etc. sein, so dass man auf Grund des oben angeführten Gesetzes die geometrische Reihe $B, \frac{B}{n}, \frac{B}{n^2}, \frac{B}{n^3}, \ldots \frac{B}{n^h}$ gewinnt. Es ist aber $\frac{B}{n^h} = b$, also $h = \frac{1}{\log n} (\log B - \log b) = C (\log B - \log b)$. Die Constante $\frac{1}{\log n} = C$ lässt sich sowohl empirisch als theoretisch ermitteln. In Bezug auf französisches Maass ist dieselbe zu 56488 bestimmt worden. Man hat dann in Par. Fussen $h = 56488 (\log B - \log b)$. Diese Formel benutzt man wohl, beiläufig bemerkt, zu Höhenbestimmungen, wo dann B und b die mittleren Barometerstände an zwei Orten, deren Höhenunterschied h ermittelt werden soll, bezeichnen. Soll jedoch ein derartiges Verfahren auch nur einigermaassen Genauigkeit gewähren, so sind noch verschiedene Correctionen anzubringen; so unter anderem wegen der verschiedenen Temperatur. Da mittelst der Formel eigentlich nur die Höhe der vertikalen Luftsäule, welche zwischen beiden Orten liegt, zu berechnen ist, die Höhe dieser Säule aber, insofern sie durch die Barometerstände an beiden Orten bestimmt wird, auch von den in derselben herrschenden Temperaturen abhängt; so leuchtet eine Correction wegen der Temperatur sofort ein. Gilt jene Formel für 0° C., so ist dieselbe für irgend eine andere Temperatur t der Säule noch mit

Auf Grund des angeführten Gesetzes lässt sich die Dichte der Luft in verschiedenen Höhen berechnen. Setzt man die Dichte der Luft zunächst der Erde, d. h. im Niveau des Meeres = 1, so würde dieselbe in einer Höhe von 1 geogr. Meile 0,416, in 2 geogr. M. 0,172, in 4 M. 0,0300, in 6 M. 0,0052, in 8 M. 0,00090 und in 10 M. 0,000156 betragen. Man sieht, dass die Dichte der Luft mit wachsender Höhe bedeutend abnimmt.

Da die Atmosphäre überall auf die Theile der Erdoberfläche einen bestimmten Druck ausübt, so wird sie auch überall in die Risse und sonstigen Zwischenräume des Erdreiches, wie auch zwischen die Theilchen tropfbarer Flüssigkeiten einzudringen streben. Die Luftmenge, die in den Gewässern des Oceans enthalten ist, hat man insbesondere aus den Beobachtungen über die Absorption der Gase durch Flüssigkeiten abzuleiten gesucht [1]). Das Meerwasser absorbirt bei dem gewöhnlichen Drucke der Atmosphäre (von 16 Centimeter) etwa zwei bis drei Hunderttheile seines Volumens Luft. Doch findet sich im Wasser verhältnissmässig mehr Sauerstoff als in der Atmosphäre. Während die letztere auf 100 Theile bekanntlich 21 Theile Sauerstoff enthält, kommen auf die Luft, die vom Wasser absorbirt ist, ungefähr 32 Theile Sauerstoff. Nimmt man im Allgemeinen an, dass das Wasser des Oceans dem Volumen nach $\frac{2,5}{100}$ Luft enthält, so macht dies dem Gewichte nach $\frac{2,5}{100} \cdot \frac{13}{10000} = \frac{33}{1000000}$, da das specifische Gewicht der Luft in Bezug auf Wasser $= \frac{13}{10000}$ ist. Gesetzt nun die Wassermenge des Oceans sei etwa so gross, dass sie gleichmässig über die ganze Erde vertheilt eine Schicht von 1000 Meter bilde; dann würde das Gewicht der in dieser Masse enthaltenen Luft 33 Milliontheile von 1000 Meter Wasser, d. h. etwa so viel wie das einer Wasserschicht von 33 Millimeter betragen, und die vom Ocean ab-

---

$1 + \alpha t$ zu multipliciren, wo $\alpha = 0{,}00366$ der Ausdehnungscoefficient der Luft für eine Temperaturveränderung von 1° C. ist. Sonach hätte man $h = 56488\ (\log B - \log b)(1 + \alpha t)$. Insgemein nimmt man bei dieser Correction an, dass die Temperatur der Atmosphäre sich von unten nach oben gleichförmig vermindert. In diesem Falle lässt sich $t = \frac{T + T'}{2}$ setzen, sofern T die an der unteren und T' die an der oberen Station beobachtete Lufttemperatur bezeichnet.

[1]) s. Lewy: Ann. de phys. et de chim. Sér. III. T. XVII. p. 5; — Aimé: ebenda T. VII. p. 501; — Becquerel: physique terrestre p. 296.

sorbirte Luft nicht über $\frac{1}{100}$ von der in der Atmosphäre enthaltenen Luft ausmachen.

12. Unter der Voraussetzung, dass die Luft allenthalben auch in der Tiefe des Erdkörpers vorhanden ist und unter dem Drucke der ausserhalb gelegenen Atmosphäre nach dem Mittelpunkte desselben immer dichter wird, lässt sich mit Benutzung des Mariotte'schen Gesetzes die Zunahme der Luftdichtigkeit nach dem Erdinnern hin in gleicher Weise berechnen wie die Abnahme der Dichte mit wachsender Höhe. Für die unten bezeichneten Tiefen haben sich die nebenstehenden Werthe herausgestellt, wobei die Dichte des Wassers als Einheit angenommen ist und die Barometerstände in Fussen angegeben sind.

Tiefe in Meilen.	Dichtigkeit.	Barometerstand.
0 (Niveau d. Meeres.)	0,0013	2,35'
1	0,0033	5,97
2	0,0084	15,19
5	0,1386	250,17
8	2,2833	4120,70
10	14,7846	26681,52

Hiernach würde die Luft in einer Tiefe von 10 Meilen, die etwa $\frac{1}{15}$ des Erdhalbmessers ausmacht, die Dichte des Quecksilbers haben, also die mittlere Dichte der Erde beträchtlich übersteigen. Schon hieraus hat man mit Recht auf die Unwahrscheinlichkeit einer im Innern der Erde vorhandenen Atmosphäre geschlossen, und überdies auch noch auf die mit der Tiefe zunehmende Hitze des Erdkörpers hingewiesen, durch welche einer Verdichtung der Gase im Innern der Erde entgegengewirkt werden müsse. Wir können hinzufügen, dass gar Vieles, was wir von der Entwickelungsgeschichte unserer Erde mit Evidenz wissen, die Annahme von der Existenz einer solchen Atmosphäre ausschliesst, indem bei der Bildung des festen Erdkörpers die betreffenden Gase, soweit sie noch im freien Zustande vorhanden waren, genöthigt wurden, eine Atmosphäre um denselben zu bilden, wobei denn allerdings die Glühhitze des Erdkerns ein sehr wirksamer Factor war. Dass aber diese Atmosphäre nach der Erkaltung der festen Erdrinde unter ihrem eigenen Drucke bis zu einer unbestimmten Tiefe oder gar bis zum Centrum der Erde in die letztere eingedrungen sei, ist nicht annehmbar; denn auch hier musste die mit der Tiefe wachsende Erdwärme dem

Eindringen der Luft überhaupt eine gewisse Grenze setzen, während andrerseits die Beschaffenheit der festen Erdkruste selbst ein gleichmässiges Eindringen der äusseren Luft nicht gestatten konnte.

13. Die Höhe der Atmosphäre könnte auf Grund eines einfachen hydrostatischen Gesetzes sehr leicht berechnet werden, wenn sie überall eine gleichmässige Dichte hätte, oder wenn sie sich wie eine tropfbare Flüssigkeit verhielt, die nur sehr wenig zusammendrückbar ist. Nimmt man nämlich den mittleren Barometerstand zu 28 Par. Zoll an, so würde, wie bereits (Nr. 10) erwähnt ist, das Gesammtgewicht der Atmosphäre gleich dem Gewichte eines 28 Zoll tiefen Quecksilbermeeres sein, welches die Erdoberfläche ringsum bedeckte. Unter Voraussetzung einer gleichmässigen Dichte der Atmosphäre müsste nun, da der Druck der letzteren mit dem Gewichte einer 28 Zoll hohen Quecksilbersäule im Gleichgewicht steht, die Höhe x der Atmosphäre sich zu 28 verhalten, wie die Dichte des Quecksilbers zur Dichte der Luft. Das Quecksilber ist aber 10467,5mal so schwer als die Luft. Daher würden wir haben $x : 28 = 10467{,}5 : 1$, also $x = 28 . 10467{,}5 = 24424$ Par. Fuss, d. h. die Höhe der Atmosphäre wäre etwas grösser als eine geographische Meile. Es ist jedoch erfahrungsmässig bekannt, dass die Atmosphäre bei weitem höher ist. Freilich ist auch die Annahme einer gleichmässigen Dichte der Luft, welche wir unserer Rechnung zu Grunde legten, keineswegs richtig. Wir wissen vielmehr, dass die Luft in hohem Grade zusammendrückbar ist, und dass sich ihre Dichte verhält wie das Gewicht, durch welches sie zusammengepresst wird. So muss denn in Folge des Druckes, den die oberen Schichten auf die unteren ausüben, die Dichte der Atmosphäre nach der Erdoberfläche hin beträchtlich zunehmen.

14. Wir haben zwei Factoren erkannt, durch welche die Dichtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre bedingt sind, nämlich die Schwere und die zwischen den Theilchen eines und desselben Gases bestehende Repulsion. Vermöge der ersteren hat jedes Lufttheilchen das Bestreben, sich mit einer gewissen Geschwindigkeit nach der Erde hinzubewegen, während die zweite für sich zu einer Zerstreuung der Gastheilchen im Raume führen würde. Dieser zweite Factor wirkt der Schwere entgegen, insofern die Lufttheilchen das Bestreben erhalten, sich mit einer gewissen Geschwindigkeit von der Erde hinweg zu bewegen. Bezeichnen wir diese Geschwindigkeit durch c' und die andere, mit welcher die Lufttheilchen vermöge der

Schwere nach der Erde hintreiben, durch c, so ist an der Erdoberfläche c grösser als c'. Nun nehmen beide Factoren, sowohl die Schwere als auch die sog. Expansivkraft der Luft, mit der Entfernung von der Erdoberfläche ab; aber der letztgenannte Factor bedeutender als der erstere. In einer gewissen Entfernung von der Erde muss es dahin kommen, dass $c - c'$ wird; wo die Expansivkraft der Luft mit der Schwere ins Gleichgewicht tritt, wo jedes Lufttheilchen von einem zunächst darunter gelegenen ebenso stark abgestossen als es selbst von der Schwere nach der Erde hin getrieben wird. Und hier würde denn auch die Grenze der Atmosphäre sein. Auf Grund dieses Princips berechnete G. G. Schmidt [1]) die Höhe der Atmosphäre unter dem Aequator bei einem mittleren Barometerstande von 337,3 Par. Linien und einer mittleren Temperatur von 22,4° R. zu 27631 Toisen oder 7,22 geographischen Meilen, und an Stellen, wo bei demselben Barometerstand die Temperatur 0° beträgt, zu 6,6 geogr. Meilen.

Die Expansivkraft der Luft nimmt mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche aus einem doppelten Grunde ab, nämlich einmal, weil der Druck geringer wird, den die oberen Schichten auf die jedesmaligen unteren ausüben, und dann auch wegen der mit wachsender Höhe abnehmenden Temperatur. Insofern nun das Gesetz der Wärmeabnahme, von welchem die Bestimmung der Expansivkraft der Luft in verschiedenen Höhen abhängt, nicht hinreichend bekannt ist, kommt freilich in die Berechnung der Höhe der Atmosphäre auf Grund des obigen, sonst richtigen, Principes, eine gewisse Unsicherheit. Die oben erwähnte Berechnung stützte sich auf die Annahme, dass jeder Erhebung um 121,1 Toisen (à 6 Fuss) eine Temperaturabnahme von 1^{0} entspreche. Nach einer anderen Voraussetzung über die Wärmeabnahme der Atmosphäre nach der Höhe, bei welcher als wahrscheinlich angenommen wurde, dass die Wärme in den niederen Regionen rascher als in den höheren abnehme, erhielt G. Schmidt mit Benutzung des obigen Principes für die Höhe der Atmosphäre unter dem Aequator 27,5 geogr. Meilen und unter den Polen 27,1 solcher Meilen. Indessen können wir diesem Resultate keine grössere Genauigkeit als jenem beimessen, da sowohl die Erfahrungen Gay-Lussac's auf seiner Luftfahrt als auch noch andere

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXII. S. 309.

Beobachtungen wahrscheinlich gemacht haben, dass die Temperatur der Atmosphäre in den höheren Regionen schneller als in den tieferen abnimmt.

Die mit der Axendrehung der Erde verknüpfte Schwungkraft kann auf die Höhe der Atmosphäre nicht ohne Einfluss sein. Die Schwungkraft wirkt der Schwere entgegen, vornehmlich am Aequator, wo sie ihren grössten Werth erreicht und der Schwere gerade entgegengesetzt ist. Vom Aequator nach den Polen hin nimmt die Schwungkraft ab, während die Intensität der Schwere zunimmt. Im Hinblick auf die Kräfte nun, die in der Richtung der Falllinie irgend ein Lufttheilchen afficiren, suchte E. Schmidt [1]) die Höhe einer Luftsäule unter dem Aequator und unter den Polen zu berechnen. Die mittlere Temperatur unter dem Aequator wurde zu 25° C., unter den Polen = 0° C. angenommen, und in Hinsicht auf die Temperaturabnahme der Atmosphäre das Gesetz adoptirt, dass unter dem Aequator auf je 600 und unter den Polen auf je 500 Fuss Erhebung eine Temperaturverminderung von 1° C. falle. Hiernach ergaben sich für die Höhe der Atmosphäre unter dem Aequator 7,7 und unter den Polen 5,8 Meilen; also Werthe, die von jenen erst erwähnten, durch G. Schmidt erhaltenen Resultaten nicht allzusehr differiren.

15. Anderweitige Bestimmungen über die Höhe der Atmosphäre stützten sich auf optische Erscheinungen. So suchte Arago [2]) die grösste Höhe zu bestimmen, wo die Luft eben noch dicht genug ist, um das Licht der Dämmerung zu reflectiren, und fand für diese Höhe 7,92 Meilen. Delambre [3]) erhielt auf diesem Wege für die Höhe der Atmosphäre 9,5 und Kepler [4]) ungefähr 10 geogr. Meilen. Indessen fehlt es auch bei dieser Art der Bestimmung keineswegs an Unsicherheiten. So hat man, wohl nicht mit Unrecht, bemerkt, dass die Luftschicht, welche das Licht auf keine merkliche Weise mehr zu brechen und zu reflectiren vermöge, nicht nothwendig die letzte oder äusserste zu sein brauche, während man es andererseits wieder sehr fraglich gefunden hat, ob die zur Reflexion des Lichtes erforderliche Dichte der Luft in einer grösseren

---

[1]) Mathematische und phys. Geographie. Göttingen 1836. Bd. II. S. 237.

[2]) L'Institut. 7. Ann N. 267. p. 43.

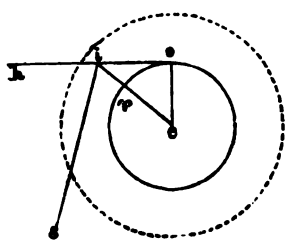
[3]) Astron. theor. et pract. Par. 1814. T. III. p. 337.

[4]) Epit. Astr. Francf. 1635. p. 78.

Höhe als 3,5 geogr. Meilen noch vorkommen könne [1]). Gleichwohl ist es bemerkenswerth, dass die auf Grund optischer Erscheinungen gewonnenen Werthe für die Höhe der Atmosphäre von den oben angeführten Schmidt'schen Resultaten nicht sehr bedeutend abweichen; was wenigstens in Rücksicht des von Arago erhaltenen Werthes seine Richtigkeit hat. Auch stimmt die von E. Schmidt [2]) aus der Dämmerung abgeleitete Höhe der Atmosphäre mit der von ihm auf anderem Wege gefundenen merklich überein.

Ein Versuch, die Höhe der Atmosphäre aus optischen Erscheinungen abzuleiten, wurde schon im 12. Jahrhundert von dem arabischen Physiker Alhazen [3]) gemacht, und zwar eben durch Bestimmung der Grenze, wo die Luft noch dicht genug ist, die Strahlen der Sonne zu reflectiren und zu brechen.

Fig. 3.



Es bezeichne in nebenstehender Figur *o* einen Ort der Erdoberfläche, für welchen die Dämmerung gerade aufhöre, so dass der letzte Strahl der Sonne in das Auge des in *o* befindlichen Beobachters gelange. Dann steht die Sonne schon 18° unter dem Horizont *oh* dieses Ortes, und ihr letzter Strahl *si* trifft den Horizont bei *i* unter dem Winkel $sih = 18°$. Hier wird nun derselbe nach einem bekannten optischen Gesetze so nach *o* reflectirt, dass $\angle sic = \angle cio$. Es ist aber $\angle cio = \frac{1}{2} \angle sio = \frac{1}{2}(180° - sih)$, also, da $\angle sih = 18°$, $= 81°$. In dem rechtwinkligen Dreiecke *coi* ist der Winkel bei $o = 90°$, mithin der dritte Winkel bei $c = 180° - (81° + 90°) = 9°$. Nun besteht in diesem Dreieke die Gleichung $\frac{co}{ci} = \cos 9° = \frac{1}{\sec 9°}$, also $ci = co \,.\, \sec 9°$. Daher hat man für die Höhe der Atmosphäre bis zu dem Punkte, wo sie noch im Stande ist, die Strahlen der Sonne zu reflectiren, $ci - co = co\,(\sec 9° - 1) = 0{,}0124625 \,.\, co$.

---

[1]) s. Brandes in Gehler's Wörterb. Bd. II. S. 277; und Th. Young: Philos. Transactions. 1824. P. I. p. 160; — vergl. auch Lambert's photometrica. §. 987.

[2]) Math. u. phys. Geogr. S. 317.

[3]) De crepusculis in F. Risneri thesaur. Opt. Basil. 1572. — Nürnberger, Handwörterb. d. Astron. Bd. I. S. 75.

Dieser Werth ist ungefähr $= \frac{1}{60} co$, woraus sich, wenn man den Erdhalbmesser $co = cr$ zu $859\frac{1}{2}$ geogr. Meilen annimmt, ungefähr 10 Meilen ergeben. Hierbei ist jedoch auf die Strahlenbrechung, welche den Winkel *sih* um etwa $\frac{1}{2}$ Grad und mithin den Winkel c um 15′ verkleinert, keine Rücksicht genommen [1]). — Nach den bis jetzt über die Höhe der Atmosphäre angestellten Untersuchungen pflegt man dieselbe wol meist zu etwa 8—10 Meilen anzunehmen.

16. Es kann keinem erheblichen Zweifel unterliegen, dass die Atmosphäre des Erdkörpers wirklich begrenzt und etwas demselben wesentlich Zugehöriges ist. Man hat wol mitunter die Meinung geäussert, dass die Luft allenthalben im Weltraume verbreitet sei, und dass jeder Weltkörper vermöge der Gravitation und im Verhältniss zu seiner Masse eine Atmosphäre um sich verdichtet habe. Allein diese Meinung ist durch nichts begründet. Und wenn es auch so wäre, müsste die Atmosphäre wahrscheinlich dennoch begrenzt sein. Bekanntlich betheiligt sich dieselbe bei der Umdrehung der Erde um ihre Axe. Da nun die Schwung- oder Centrifugalkraft mit wachsender Höhe zunimmt, so muss endlich ein Punkt kommen, wo die Schwere mit dieser Kraft im Gleichgewicht steht, und alle darüber hinausliegenden Lufttheilchen im Raume zerstreut werden. Laplace [2]) suchte die Grenze zu bestimmen, über welche hinausgehend jedes Lufttheilchen wie ein Mond in 24 Stunden um die Erde sich herum bewegen müsste. Zu dieser Berechnung benutzte derselbe das dritte Kepler'sche Gesetz, nach welchem sich die Quadrate der Umlaufszeiten der Trabanten wie die Cubikzahlen ihrer mittleren Entfernungen von dem Centralkörper verhalten. Nimmt man nun die Entfernung des Mondes von der Erde $= 60$ Erdhalbmesser, die Umlaufszeit desselben zu 27 Tagen, und bezeichnet den Abstand jener Grenze, wo die Schwere mit der Schwungkraft sich das Gleichgewicht hält, durch x, so ist, insofern hier die Umlaufszeit eines Körpers 24 Stunden $= 1$ Tag beträgt, $27^2 : 1 = 60^3 : x^3$, und hieraus $x = \sqrt[3]{\frac{60^3}{27^2}} = 6{,}66$. Mithin würde die bezeichnete Grenze

[1]) Eine Methode, die Höhe der Atmosphäre aus der Höhe des Dämmerungsbogens (nach Untergang der Sonne) abzuleiten, s. bei Kämtz: Meteorologie Bd. III. S. 67. Die daselbst berechneten Werthe stützen sich auf einige Beobachtungen von Lambert (photometria § 1008) über die Höhe des Dämmerungsscheines und die entsprechenden Tiefen der Sonne unter dem Horizont.

[2]) Exposit. du syst du monde. Chap. X.

6,66 Erdhalbmesser vom Mittelpunkte der Erde, und etwa 5,66 solcher Halbmesser von der Erdoberfläche entfernt sein; d. h. die Atmosphäre würde unter dem Aequator eine Höhe von 4865 Meilen haben. Freilich liegt in dieser Betrachtung nicht die mindeste Hindeutung auf die wirkliche Grenze der Atmosphäre. Die gefundene Zahl soll, nach Laplace, unter der gemachten Voraussetzung nur einen Maximalwerth für die überhaupt mögliche Höhe der Atmosphäre unter dem Aequator bezeichnen. Die wirkliche Grenze der Atmosphäre haben wir vielmehr da zu suchen, wo die Schwere mit der specifischen Expansivkraft der Luft im Gleichgewichte steht. (Nr. 14).

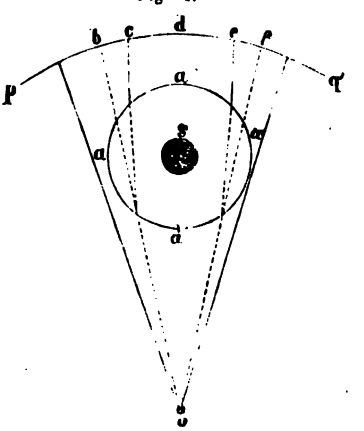
17. Indessen gibt es noch andere, aus der Astronomie entlehnte, Gründe, welche die Annahme einer allgemeinen, den Weltraum erfüllenden, sog. kosmischen Atmosphäre zurückweisen [1]). Gesetzt, jeder Weltkörper habe sich aus dieser allgemeinen Atmosphäre eine besondere auf Grund der Gravitation und gemäss seiner Masse angeeignet. Dann müsste der Sonne im Vergleich zur Erde eine ungemein grosse Atmosphäre zukommen. Denn wir wissen, dass die Masse der Sonne grösser als die aller Planeten zusammengenommen ist, und dass ein Körper, der auf der Erde 1 Kilogramm wiegt, auf der Sonne 28 Kilogr. wiegen würde. Die Dichte dieser Atmosphäre müsste nun nach dem Sonnenkörper hin beständig zunehmen, und selbst bei Berücksichtigung des Umstandes, dass in der Nähe der Sonne eine sehr hohe Temperatur herrscht, noch sehr gross ausfallen. Da die Gravitation im directen Verhältniss zur Masse der Weltkörper steht, so kann man hieraus mit Rücksicht auf die Entfernung den Punkt berechnen, wo ein Molecül jener allgemeinen Atmosphäre von zwei Weltkörpern im gleichen Maasse angezogen werden müsste, wie auch den Punkt, wo die Atmosphäre des einen Körpers ebenso dicht sein würde, wie die des andern an dessen Oberfläche. So würde in einem Abstande von der Oberfläche der Sonne, der etwa 5½ Sonnenhalbmesser beträgt, die Atmosphäre der Sonne eine Dichte haben, die der Atmosphäre an der Oberfläche der Erde gleichkäme. Von hieraus müsste nun die Dichte jener Atmosphäre nach der Sonne hin beständig wachsen und noch in ziemlich bedeutender Entfernung von der letzteren die Dichte des Quecksilbers erreichen. Bedenken wir

---

[1]) Wollaston: Philos. Transactions 1822. T. I. p. 89. Gilb. Ann. Bd. LXXII. S. 37. — Physik. Lex. von Marbach, fortg. von Cornelius, Bd. I. S. 483

nun, dass mit zunehmender Dichte der Atmosphäre auch ihre lichtbrechende Kraft wächst, so könnten, wenn die Sonne wirklich eine so bedeutende Atmosphäre hätte, sehr bemerkbare Veränderungen im scheinbaren Laufe der Gestirne nicht ausbleiben, sobald sich diese der Sonne nähern und hinter ihr durchgehen. Ein Lichtstrahl, der von einem Gestirn schief auf die Atmosphäre fällt, wird bei jedem Uebergange in die nächstfolgende dichtere Schicht eine Brechung nach Innen, d. h. nach dem Einfallsloth zu erfahren, und dem zufolge eine krumme, nach aussen convexe Bahn beschreiben. Das Auge des Beobachters wird aber den Ort des Gestirnes nach derjenigen Richtung bestimmen, in welcher der Strahl schliesslich ins Auge dringt, d. h. nach der Richtung der Tangente der Bahn, die der Strahl innerhalb der Atmosphäre beschreibt. Daher sieht der Beobachter das Gestirn von seinem wahren Orte verrückt, und zwar um so mehr, je grösser die Ablenkung des Lichtes auf seinem Wege durch die Atmosphäre ist. Diese Ablenkung müsste nun in der Sonnenatmosphäre, wegen ihrer grossen Dichte, noch viel bedeutender als in der Atmosphäre unserer Erde ausfallen. Und die Folge würde sein, dass ein Gestirn, welches hinter der Sonne durchgeht, je mehr es sich der letzteren nähert, scheinbar immer langsamer und langsamer vorrückt, weil die von ihm ausgesendeten Strahlen immer dichtere Schichten der Atmosphäre zu durchdringen haben, und daher auch eine immer stärkere Brechung erfahren müssen. Auf der andern Seite der Sonne würde aber aus gleichem Grunde das Gegentheil zur Erscheinung kommen; das Gestirn müsste sich mit stets wachsender Geschwindigkeit von der Sonne entfernen, und erst nach einiger Zeit seine ursprüngliche Geschwindigkeit wieder erlangen. In nebenstehender Figur bezeichne *s* den Sonnenkörper, *aaa* seine Atmosphäre, von dem Punkt an, wo dieselbe so dicht als die Atmosphäre der Erde ist, pq' die Bahn eines Gestirns und *o* den Ort eines Beobachters auf der Erde. Der letztere wird nun das Gestirn so lange an seinem wahren

Fig. 4.



Orte sehen, als dessen Lichtstrahlen noch ungebrochen nach *o* gelangen. Ist aber das Gestirn nach *c* gekommen, so werden seine Strahlen durch die Sonnenatmosphäre nach Innen zu gebrochen, und der Beobachter wird dasselbe nicht an dem Orte *c*, sondern weiter zurück bei *b* sehen. Je mehr das Gestirn nach *d* fortschreitet, desto stärker werden seine Strahlen gebrochen und um so mehr wird dasselbe von seinem wahren Orte rückwärts verlegt; d. h. das Gestirn wird sich während seiner Annäherung an die Sonne immer langsamer zu bewegen scheinen, bis es durch die Sonne verdeckt wird. Auf der andern Seite der Sonne wiederholt sich aber das vorige Ereigniss, indem die Strahlen des Gestirnes von der Sonnenatmosphäre wieder nach innen zu gebrochen werden; nur ist der Erfolg der entgegengesetzte: das Gestirn erscheint jetzt, der Ablenkung des Lichtes gemäss, im Sinne seines scheinbaren Laufes von seinem wahren Orte verrückt, so dass dasselbe, wenn es z. B. bei *e* steht, nach der Richtung *of* gesehen wird, was den Schein erwecken muss, als ob es sich auf dieser Seite der Sonne schneller bewege. — Derartige Unregelmässigkeiten im Laufe der Gestirne hat man nun nicht wahrgenommen. Wollaston und nach ihm Vidal beobachteten die Bewegung der Venus, während sie hinter der Sonne durchging. Obgleich diese Beobachtungen, namentlich wegen der Lichtstärke der Sonne, Irrthümern unterworfen sind, hat man doch keine so bedeutende Abweichungen in der Bewegung des genannten Gestirnes gefunden, wie es hätte der Fall sein müssen, wenn die eben erörterten Verhältnisse stattfänden.

In gleicher Weise hat Wollaston die Folgen bedacht, welche sich darbieten würden, wenn der Planet Jupiter eine so bedeutende und dichte Atmosphäre hätte, wie sie ihm nach der Voraussetzung einer allgemeinen, den Weltraum erfüllenden Luft zukommen müsste. Bekanntlich hat der Planet Jupiter eine viel grössere Masse als die Erde. Ein Körper, der auf letzterer 1 Kilogrm. wiegt, würde auf demselben 2 Kilogrm. wiegen. Der Punkt, wo seine Atmosphäre gleiche Dichte mit der Erdatmosphäre besitzen würde, liegt in einer Entfernung, welche 18 Erdhalbmessern ist. Nun müssten aber aus einer solchen Atmosphäre, wenn sie dem Planeten wirklich zukäme, die grössten scheinbaren Perturbationen im Laufe seiner Trabanten resultiren, die ihn umkreisen und deren Bewegung genau bekannt ist. Der vierte Planet würde sogar, wie Wollaston berechnet, in einer gewissen Entfernung, wo er genau hinter dem Jupiter

steht, gar nicht durch denselben gedeckt werden, sondern wegen der starken Strahlenbrechung nach allen Seiten gesehen werden und sich gewissermaassen als eine Art von Glorie um die Scheibe des Planeten darstellen. Da man jedoch dergleichen niemals wahrgenommen hat, so kann dem Jupiter auch die bezeichnete Atmosphäre nicht zukommen.

Somit können wir es als höchst wahrscheinlich ansehen, dass alle Planeten, und unter ihnen die Erde, wie alle Weltkörper, insofern sie überhaupt von einer Gashülle umgeben sind, durchaus begrenzte Atmosphären besitzen, die nicht als verdichtete Zonen einer den Weltraum erfüllenden, sog. kosmischen Atmosphäre betrachtet werden dürfen. — Freilich leiden nun die Aussagen über die wirkliche Höhe unserer Erdatmosphäre noch an einer gewissen Unbestimmtheit. Werfen wir einen Blick auf die bisher gewonnenen Resultate der Rechnung, so finden wir als geringsten Werth für die Höhe der Atmosphäre etwa 6 geogr. Meilen und als höchsten 27 solcher Meilen. Indessen haben wir diesen letzteren Werth bereits ausgeschlossen, da seine Berechnung auf einer Voraussetzung von der Temperaturabnahme der Atmosphäre beruht, welche der Wirklichkeit sehr wenig zu entsprechen scheint. Im Hinblick auf die übrigen Werthe können wir aber die Höhe der Atmosphäre im Maximum auf etwa 9 bis 10 M. setzen.

18. In Folge der Axendrehung der Erde und der hierdurch bedingten Schwungkraft wird auch die Atmosphäre, deren Theilchen eine grosse Beweglichkeit zukommt, eine an den Polen abgeplattete Gestalt besitzen; daher wir sie in ähnlicher Weise wie die Erde als ein elliptisches Sphäroid betrachten können, dessen Abplattung jedoch bedeutender als die des Erdkörpers sein muss, da die Luft wegen der starken Erwärmung der Aequatorialgegenden beträchtlich ausgedehnt wird, so dass hier ein aufsteigender Luftstrom entsteht. Nach Laplace [1]) kann das Axenverhältniss des Sphäroids, welches von der Atmosphäre des Erdkörpers gebildet wird, überhaupt nicht grösser als 3 : 2 sein, mithin ihre Abplattung [2]) nicht mehr als $\frac{1}{3}$

[1]) Mécanique céleste, deutsch von Burkhard. Bd. III. S. 203.

[2]) Bekanntlich ist die Abplattung eines Sphäroids, das durch Umdrehung einer Ellipse um ihre kleine Axe entstanden gedacht wird, durch den Bruch $\frac{a-b}{a}$ gegeben, wo a die halbe grosse und b die halbe kleine Axe des Sphäroids bezeich-

betragen, weil sonst, wegen zu starker Schwungkraft unter dem Aequator, die äussersten Lufttheilchen sich im Raume zerstreuen müssten. Nähere Bestimmungen über die wirkliche Abplattung der Atmosphäre hat man zu gewinnen gesucht durch Berücksichtigung der Werthe, welche die Rechnung für die Höhe der Atmosphäre unter dem Aequator und unter den Polen ergeben hat. Reflectiren wir auf die grössten Werthe, welche G. Schmidt für die Höhe der Atmosphäre erhielt, nämlich 27,5 geogr. Meilen unter dem Aequator und 27,1 M. unter den Polen; so resultirt daraus für die Abplattung der Atmosphäre der Bruch $\frac{1}{234}$, während man $\frac{1}{111}$ erhält, wenn man mit E. Schmidt die betreffenden Höhen zu 7,7 und 5,8 M. berechnet.

III. Mittlerer Luftdruck im Niveau des Meeres.

19. Wegen der vielen Gleichgewichtsstörungen, die innerhalb der Atmosphäre vorgehen, ist der Luftdruck selbst an einem und demselben Orte der Erdoberfläche eine veränderliche Grösse. Die Quecksilbersäule des Barometers, welche diesen Druck misst, ist bekanntermaassen nicht selten beträchtlichen Schwankungen unterworfen, indem sie bald höher, bald tiefer steht. Nimmt man jedoch aus einer hinreichend grossen Anzahl von Barometerbeobachtungen, die einen längeren Zeitraum umfassen, mit möglichster Beseitigung aller störenden Einflüsse das arithmetische Mittel, so erhält man einen Werth, der als mittlerer Druck der Atmosphäre für den betreffenden Ort als eine constante Grösse gelten kann.

Gelegentlich sei hier einer Correction gedacht, welche an den beobachteten Barometerständen vorzunehmen ist. Sollen nämlich verschiedene Barometerbeobachtungen unter sich vergleichbar sein, so müssen dieselben auf eine bestimmte Quecksilbertemperatur reducirt werden; denn das Quecksilber dehnt sich durch die Wärme aus; es wird deshalb bei höherer Temperatur mit demselben Luftdrucke eine längere Quecksilbersäule im Gleichgewicht stehen; daher ist der Einfluss der Wärme auf die Länge der Quecksilbersäule zu eliminiren. Dabei ist jedoch zu bemerken, dass das Barometer

---

net. In Hinsicht auf den Erdkörper ist für a der Durchmesser des Aequators und für b die Rotationsaxe desselben einzuführen. Man erhält dann für die Abplattung des Erdsphäroids ungefähr $\frac{1}{300}$.

ungleich schwerer als das Thermometer seine Temperatur ändert, weil nämlich die Quecksilbermasse des letzteren sich viel schneller gleichmässig erwärmt und erkältet als die viel grössere des Barometers [1]). Am genauesten würde man hiernach die Temperatur des Quecksilbers im Barometer durch ein in dasselbe getauchtes Thermometer erfahren. — Insgemein pflegt man die Barometerstände auf 0° zu reduciren. Die Ausdehnung des Quecksilbers durch die Wärme beträgt nach Dulong und Petit 0,0180180, was nach dem hunderttheiligen Thermometer, also für 1° C. $\frac{1}{5550}$, für 1° R. $\frac{1}{4440}$ und für 1° F. $\frac{1}{9990}$ ausmacht. Bezeichnet nun b den bei einer Temperatur t^0 beobachteten Barometerstand, und b' den bei 0°, so hat man als Reductionsformel für das hunderttheilige Thermometer: $b' = b(1-\frac{1}{5550}t)$, für das Reaumur'sche: $b' = b(1-\frac{1}{4440}t)$ und für das Fahrenheit'sche Thermometer: $b' = b(1-\frac{1}{9990}t)$.

Indessen hat man, um diese Rechnung zu ersparen, besondere Tafeln [2]) entworfen, welche für jeden Stand des Barometers und Thermometers die anzubringende Correction enthalten. Will man den höchst möglichen Grad von Genauigkeit erreichen, so sind noch Correctionen des Barometerstandes wegen der Ausdehnung der Scale durch die Wärme und wegen der sog. Capillardepression des Quecksilbers anzubringen. Auch diese Correctionen hat man durch besondere Tabellen [3]) zu erleichtern gesucht.

20. Im Hinblick auf gewisse Gesetze des Gleichgewichtes hegte man längere Zeit die Meinung, dass auf allen Punkten im Niveau des Meeres der mittlere Luftdruck constant sein müsse. Dem ist jedoch nicht so. Die Erfahrung hat das Gegentheil erwiesen, wie denn auch eine genaue Beachtung aller hier wirksamen Factoren eine solche Constanz kaum vermuthen lässt. Der mittlere Luftdruck am Meeresspiegel nimmt mit wachsender Entfernung vom Aequator zu, erreicht zwischen dem 30. und 40. Grade sein Maximum, und nimmt hierauf unter höheren Breiten wieder ab. Die nachfolgenden Angaben von Schouw [4]) über die Vertheilung des

---

[1]) s. Kämtz, Meteorologie, Bd. I. S. 230 ff.

[2]) C. L. G. Winkler, Tafeln um Barometerstände auf jede beliebige Normaltemperatur zu reduciren. Halle 1820. — Weisse, Tafel zur Reduction der Barometerhöhen. — Repertorium von Brandes. Abs. Barometer.

[3]) Schuhmacher, Samml. v. Hilfstafeln. Vermehrt v. Warnstorff. Altona 1845.

[4]) Poggend. Ann. Bd. XXVI. S. 395.

atmosphärischen Druckes auf der Oberfläche des Meeres aller Zonen bestätigen dies. Die entsprechenden Barometerstände sind in franz. Linien gegeben.

Zwisch.	0°	u.	15°	Br.	betr.	d.	mittlere Barometerst.	337,0‴ bis 338,0‴
„	15°	-	30°	„	„	„	„	338,0 — 339,0
„	30°	-	45°	„	„	„	„	339,0 — 337,5
„	45°	-	70°	„	„	„	„	337,5 — 333,0

Durch Bestimmungen im atlantischen und grossen Ocean erhielt A. Erman [1]) folgende auf 0° reducirte mittlere Barometerstände auf beiden Halbkugeln in Par. Linien, die im Wesentlichen gleichfalls zu dem oben ausgesprochenen Resultate führen, soweit es nämlich die allmälige Zunahme des Luftdrucks vom Aequator nach den Wendekreisen hin und die dann wieder erfolgende Abnahme desselben betrifft.

Unter	0°	Breite	337,226‴	unter	25°	Breite	338,734‴
„	5	„	337,323	„	30	„	338,646
„	10	„	337,625	„	35	„	338,427
„	15	„	338,213	„	40	„	338,489
„	20	„	338,712	„	45	„	337,597

20. Als normalen mittleren Luftdruck betrachtet man gewöhnlich den unter der Breite von 45° herrschenden, den man = 337,5‴ setzen kann. Bekanntlich nimmt die Intensität der Schwere und mit ihr auch das absolute Gewicht eines Körpers vom Aequator nach den Polen hin zu. Daher wird eine und dieselbe Quecksilbermasse unter verschiedenen Breiten einen verschiedenen Druck ausüben, so dass eine Quecksilbersäule an Orten, wo die Intensität der Schwere grösser ist, denselben Druck bewirken kann, als eine andere höhere an Orten, wo die Schwere geringer ist. Es ist ersichtlich, dass die Länge einer Quecksilbersäule an verschiedenen Orten nur dann dem ihr das Gleichgewicht haltenden Drucke proportional oder ein Maass desselben sein kann, wenn das Quecksilber immer in gleichem Maasse von der Schwere afficirt wird. Daher ist eine Correction des Barometerstandes wegen der Schwere erforderlich, die den Zweck hat, die Längen der bei ungleicher Schwere beobachteten Quecksilbersäulen auf diejenigen zurückzu-

[1]) Archiv für wissenschaftliche Kunde von Russland 1843. Hft. 3. S. 365. — s. auch Poggend. Ann. Bd. XXIII.

führen, welche stattfinden würden, wenn die Intensität der Schwere überall dieselbe wäre. Gestützt auf das Gesetz der Zunahme der Schwere mit wachsender Breite hat Poggendorff [1]) eine Tabelle berechnet, deren Werthe die Verbesserungen angeben, welche wegen des besagten Einflusses der ungleichen Schwere an jedes durch Beobachtung bestimmte barometrische Mittel anzubringen sind. Die Intensität der Schwere unter 45° Br. ist als die normale angenommen. Bezeichnet man den hier waltenden mittleren Luftdruck durch b_{45}, so würde der unter irgend einer andern Breite φ herrschende $b = b_{45}\,(1 - 0{,}0025935\cos^2\varphi)$ sein.

Mit Rücksicht auf die Correction der Schwere führen die oben nach Schouw angegebenen mittleren Barometerstände zu folgenden Werthen.

Zwischen	0°	und	15°	Breite	336,0‴	bis	337,0‴
„	15	„	30	„	337,0	—	338,5
„	30	„	45	„	338,5	—	337,5
„	45	„	70	„	337,5	—	333,6.

21. Die Ursachen, durch welche die besprochene Ungleichheit des mittleren Luftdruckes am Meeresspiegel bedingt sind, werden wir weiterhin, wo von den Veränderungen des Barometerstandes im Besondern die Rede sein wird, angeben, hier wollen wir noch auf den Zusammenhang hinweisen, der an den Seeküsten zwischen dem Luftdrucke und dem Wasserstande stattzufinden scheint. Der Druck, welchen die Atmosphäre auf eine weit ausgedehnte Wasserfläche ausübt, wird auf den Gleichgewichtszustand der letzteren keinen Einfluss haben, so lange derselbe überall von gleicher Grösse ist. Wird aber dieser Druck an einer bestimmten Stelle grösser oder geringer, während er in der weiteren Umgebung unverändert bleibt oder sich im entgegengesetzten Sinne ändert, so kann das Gleichgewicht nicht mehr bestehen, sondern das Niveau des Wassers muss da sinken, wo der besagte Druck verhältnissmässig grösser, und da sich erheben, wo er relativ schwächer geworden ist. Einen derartigen Zusammenhang zwischen den Veränderungen im Wasserstande und denen des Luftdruckes glaubte nun Schulten [2]) aus den Beobachtungen entnehmen zu dürfen, die er an

[1]) Ann. Bd. XXXVII. S. 468; Bd. XLII. S. 479.

[2]) Konigl. Svenska Vet. Acad. Nya Handl. 1806. — Gilb. Ann. Bd. XXXVI. S. 314.

der Küste der Ostsee machte. Auch die neuerdings (1836) Daussy [1]) im Hafen Lorient an der Westküste Frankreichs an stellten Beobachtungen scheinen auf einen solchen Zusammenh hinzudeuten. Daussy erhielt nämlich auf Grund von 150 Bestimm gen durch Vergleichung des mittleren Meeresspiegels [2]) mit gleichzeitig beobachteten Barometerständen folgende Werthe [3]).

Barometerstand	0,7457^m	Mittl.	Meeresspiegel	3,597^m
„	0,7529	„	„	2,926
„	0,7565	„	„	2,854
„	0,7605	„	„	2,796
„	0,7652	„	„	2,257

Auch Aimé [4]) schliesst aus Beobachtungen zu Algier, (zwischen dem Luftdrucke und dem Wasserstande des mittellä schen Meeres der bezeichnete Zusammenhang bestehe. Bezüg der Ostsee glaubt Hällström [5]) die Ursache der Niveauveränderun in der Windesrichtung suchen zu dürfen, da verschiedene Winde verschiedenen Barometerständen, insbesondere Ost- und Nordwi mit einem hohen Barometerstande verknüpft sind; wie denn a nach Messungen von Bannasch zu Pillau (von 1815 bis 1834) Wasser an der preussischen Küste bei diesen Winden höher hen soll [6]).

Die Schwankungen der Meereshöhe im Sunde leitet a Schouw [7]) hauptsächlich von den Windverhältnissen ab, indem durch das Wasser entweder aus der Nordsee in die Ostsee o umgekehrt getrieben werde. Die Winde N., NW., W. und SW. ben im Sund hohes Wasser, die Winde S., SO., O., NO. niedri Wasser. NW. soll den höchsten, O. den niedrigsten Mittelstand ben. NW. ist nämlich, nach Schouw, derjenige Wind, welcher grösste Wassermasse von der Nordsee in den Sund führen m

---

[1]) Ann. de chim. et phys. T. LXII. p. 304. — Poggend. Ann. Bd. S. 138.

[2]) Als Mittel aus zwei aufeinanderfolgenden Fluthhöhen und dem dazwis iegenden Ebbestande.

[3]) Zwischen dem Barometerstande p und dem Meeresniveau N besteht demselben die Relation $N = 2{,}^m823 - 15{,}5(p - 0{,}^m76)$.

[4]) Ann. de chim. et phys. T. LXXIII. p. 416.

[5]) Poggend. Ann. Bd. LVI. S. 626.

[6]) Poggend. Ann. Bd. XXXVI. S. 209.

[7]) Beiträge zur vergl. Klimatologie. 1827. S. 102 ff.

wogegen Ostwind die grösste Wassermenge aus der Ostsee treibt und daher ihr Niveau zu dem tiefsten mittleren Stand bringt. SO. und NO. führen ebenfalls das Wasser aus der Ostsee, aber in geringerem Grade als Ost. Wenn SW. und W. nur auf die Ostsee wirkten, so müssten auch diese Winde einen niedrigen Wasserstand geben, allein da sie in den meisten Fällen gleichzeitig auch auf die Nordsee wirken, so führen sie eine bedeutende Wassermasse in das Kattegat und aus diesem strömt das Wasser in den Sund hinein. Nordwind gibt ein niedrigeres Mittel als NW., weil derselbe nur das Wasser des Kattegats und nicht das der Nordsee in den Sund führt.

Gegen die Ansicht Schulten's, nach welcher die Hauptursache des verschiedenen Standes der Ostsee in dem verschiedenen Drucke der Luft liege, macht Schouw mehrere Einwendungen. So wird darauf hingewiesen, dass oft ein hoher Barometerstand mit hohem Wasser, ein niedriger Barometerstand mit niedrigem Wasser vereinigt sei; was nach Schulten's Theorie unerklärbar wäre. Ferner hätten bedeutende Veränderungen des Luftdruckes gewöhnlich eine grosse Ausdehnung; daher es nicht wahrscheinlich sei, dass der Luftdruck auf verschiedene Theile der Ostsee sehr verschieden sein könne. Soviel sei aber gewiss, dass wohl nie der Barometerstand an einem Punkte der Ostsee sein Maximum, an einem andern zu der nämlichen Zeit sein Minimum erreiche, weshalb der Beweis, den Schulten von dem übereinstimmenden Spielraume der Barometer- und Wasserstände herhole, wegfalle. Auch müsste, wenn zwischen hohem Wasser und niedrigem Barometerstande, so wie zwischen niedrigem Wasser und hohem Barometerstande eine nothwendige Beziehung stattfände, die Mittelhöhe des Barometers in den Monaten höher sein, welche niedriges Wasser haben, was jedoch nicht der Fall sei. — Dessenungeachtet will Schouw dem einfachen Luftdrucke nicht allen Einfluss auf das in Rede stehende Phänomen absprechen, sondern er sieht sich nur genöthigt, diesen Einfluss im Vergleich zu dem des Windes für sehr geringfügig zu halten.

Ungewöhnliche Schwankungen des Wasserstandes beobachtete S. Napier [1]) an der Küste Malta's, ohne jedoch in seinen Mittheilungen darüber der Beziehung zum Luftdrucke zu gedenken. Am 21. Juni 1843 Morgens 6 Uhr stieg das Wasser 18 Z. über den mittleren Spiegel und sank nachher 3,5 F. unter denselben. Am

[1]) Lond. and Edinb. Philos. Magaz. 1844. Jun.

25. desselben Monates stieg es erst 2,5 F. und sank dann 3 F. unter den mittleren Spiegel [1]).

22. Auch bei vielen Landseen hat man die Wahrnehmung gemacht, dass der Wasserspiegel innerhalb gewisser Zeiten an bestimmten Orten plötzlich steigt und wieder sinkt. Solche Niveauveränderungen wurden zuerst auf dem Genfer- und Bodensee genauer beobachtet [2]). Dieselben sind da, wo der See abfliesst, am stärksten, und um so häufiger, je veränderlicher der Zustand der Atmosphäre ist, übrigens aber unabhängig von dem durch das Schmelzen des Schnees und durch die Regen bewirkten Steigen des Wassers. Auch geschehen diese Niveauveränderungen ohne auffällige Strömungen. Dieselben werden von den Fischern, wie die Anschwellungen der Ostsee von den Küstenbewohnern, als Vorzeichen von Wetterveränderungen betrachtet. Im Genfersee beträgt die Erhebung des Wassers etwa 4 bis 5 Fuss, im Bodensee aber nur 4 bis 5 Zoll. Nach Vaucher [3]) steigt im Genfer See das Wasser oft innerhalb 15 bis 20 Minuten um 3 bis 5 Fuss, jedoch nur unweit Genf, wo der See am schmalsten ist, während die Erhebung an anderen Stellen nur einige Zoll beträgt. Die Ursache dieser Erscheinung liegt wohl in dem Drucke der atmosphärischen Luft auf den See, und zwar vielleicht eben in den Veränderungen desselben, wie sie durch Temperaturwechsel und damit im Zusammenhange stehende Windverhältnisse herbeigeführt werden. Die stärkere Erhebung des Wassers an dem schmalen Ende des Sees entsteht aber, nach Vaucher, dadurch, dass das ursprünglich stärker gedrückte Wasser aus den weiteren Räumen in die engeren getrieben wird. Dabei rechnet Vaucher noch auf die Neigung gegen den Horizont, welche alle abfliessenden Seen haben müssten, was ein Ansteigen in der Gegend des Ausflusses zur Folge habe, falls dieser gehemmt werde; das geschehe aber am leichtesten bei überhaupt höherem Wasserstande, und daher seien auch die bezeichneten Niveauveränderungen zur Zeit der Nachtgleichen am beträchtlichsten.

---

[1]) Anderweitige Beobachtungen s. bei Chazalon: Compt. rend. T. XXXIX. p. 111, u. J. C. Ross: Instit. 1855. p. 109; Philos. Magaz. Ser. IV. T. VIII. p. 318.

[2]) De Saussure, Voyages etc. T. I. p. 12.

[3]) Bulletin de sciences de la Soc. philom. N. 96. Voigt's Magazin. Th. X. S. 503; Gilb. Ann. Bd. XXXIII. S. 339.

Ganz ähnliche Erscheinungen hat man auf fast allen grösseren Seen, nicht allein in Europa, sondern auch in Nordamerika etc. wahrgenommen.

Zweites Kapitel.

Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und Erde.

I. Erwärmung durch die Sonne.

23. Die wichtigste Wärmequelle für unsere Erde ist thatsächlich die Sonne, deren Strahlen innerhalb der Atmosphäre eine theilweise Absorption erfahren. Sehen wir hiervon ab und beachten zunächst die Wärmemenge, welche während eines Tages einem Orte der Erdoberfläche zustrahlen muss, so erscheint dieselbe als von zwei Umständen abhängig, nämlich von der Abweichung (Declination) der Sonne und von der geographischen Breite (Polhöhe) des Ortes, oder, was dasselbe besagen will, von der Tageslänge und dem Sinus der Neigung, unter welcher die Sonnenstrahlen die Erdfläche treffen. In letzterer Beziehung gilt das Gesetz, dass die Intensität am grössten ist, wenn die Strahlen senkrecht auffallen, und dass sich dieselbe mit zunehmender Neigung der Strahlen gegen die betreffende Fläche vermindert. Im Uebrigen ist ersichtlich, dass die Wirkung der Sonne auch von der Dauer ihres Einflusses abhängen muss; daher es sogar an Orten, die weit vom Aequator entfernt liegen, im Sommer sehr heiss werden kann, weil dann die Sonne lange über dem Horizont verweilt, wogegen an solchen Orten auch die Winterkälte um so grösser sein wird, da die Nächte, in welchen die Erde ihre Wärme ausstrahlt, sehr lang sind, während am Tage, wo die Sonnenstrahlen sehr schräg auffallen, nur wenig Wärme mitgetheilt werden kann. — Halley [1]) hat für die von 10 zu 10° wachsenden Polhöhen die Wärmemengen berechnet, welche am längsten und kürzesten Tage und an den Tagen der Nachtgleichen den entsprechenden Orten zukommen. Dabei ist die Wärmemenge = 1 ge-

---

[1]) Philos. Transact. T. XVII., 1693. — s. auch Lambert, Pyrometrie, 1779.

setzt, die in den Aequinoctien auf einen Ort des Aequators fällt, während die Sonne vom Ostpunkt bis zum Zenith steigt. Aus den berechneten Werthen ergibt sich klar der Einfluss der Tageslänge. Obwohl mit wachsender Entfernung vom Aequator die Sonnenstrahlen den Boden immer schräger treffen und demgemäss ihre Wirkung geringer ausfällt, nimmt doch die Wärmemenge des längsten Tages vom Aequator nach den Polen hin, wegen der grösseren Tageslänge, zu; sie steigt bis zur Breite von 40°, nimmt dann wieder bis zum 60°. ab, um von hier bis zum Pol abermals zu wachsen. Natürlich nimmt die mittlere tägliche und jährliche Wärmemenge vom Aequator nach den Polen hin ab.

24. Die Atmosphäre ist ein diathermaner Körper, d. h. sie ist für einen grösseren Theil der von der Sonne kommenden Wärmestrahlen durchdringlich, in der Art, dass sie von den Strahlen, die durch ihre Masse unbehindert hindurchgehen, nicht erwärmt wird. Theilweise erfahren aber die Wärmestrahlen der Sonne in der Atmosphäre eine Absorption; und dieser Verlust ist in Rücksicht eines bestimmten Ortes der Erdoberfläche um so grösser, je länger der Weg ist, den die Strahlen innerhalb der Atmosphäre zurückzulegen haben. Die Länge des Weges ist aber abhängig von der Sonnenhöhe, dergestalt, dass sie mit Abnahme der letzteren zunimmt.

Man hat verschiedene Apparate benutzt, um die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen zu messen. De Saussure [1]) gebrauchte einen sog. Heliothermometer, und Herschel [2]) eine Vorrichtung, die er Aktinometer (von ἀκτὶν, Strahl und μετρειν, messen) nannte. Dieses Aktinometer besteht im Wesentlichen aus einem sehr empfindlichen Thermometer mit grossem cylindrischen Behälter und einer in willkürliche Theile getheilten Scala. Das cylindrische Gefäss aus farblosem Glase ist mit einer blauen Flüssigkeit (schwefelsaurem Kupferoxyd-Ammoniak) angefüllt, in welche die Thermometerröhre mit ihrem unteren Ende taucht. Dasselbe ist unten mit einer Schraube versehen, durch deren Herunterlassen die Flüssigkeit in der Thermometerröhre wieder herabsinkt. Am oberen Ende der letzteren befindet sich gewöhnlich eine in eine feine Spitze ausgezogene Kugel, in welche die Luft dringen kann. Die Spitze lässt

---

[1]) Reisen durch die Alpen. Th. IV. S. 109. §. 932.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XXXII. S. 661, Bd. XLI. S. 559; Lond. and Edinb Philos. Magaz. N. XCV. p. 207.

sich mit Wachs verschliessen. Die Beobachtung mit diesem Aktinometer geschieht nach Herschel in der Weise, dass man dasselbe am Beobachtungsorte etwa 1 Minute im Schatten aufstellt, hierauf eben so lange den Sonnenstrahlen aussetzt, welche von der blauen Flüssigkeit aufgenommen, dieselbe von innen erwärmen, und dann wieder 1 Minute in den Schatten bringt. Das arithmetische Mittel aus den Thermometerständen im Schatten wird dem Thermometerstande in der Sonne durch Addition oder Subtraction hinzugefügt, je nachdem die Einwirkung der Umgebung eine erkältende oder erwärmende war. Der resultirende Werth ist das Maass für die Wirkung der Sonnenstrahlen in 1 Minute. Das Instrument lässt sich in einem inwendig geschwärzten, durch eine Spiegelglasplatte gegen den Luftzug geschützten Kasten befestigen, wo man denn bei der Beobachtung dafür zu sorgen hat, dass die Glasplatte von den Sonnenstrahlen senkrecht getroffen wird. — Forbes [1]) stellte mit diesem Aktinometer Beobachtungen an, welche ergaben, dass die Intensität der directen Sonnenwärme an der Erdoberfläche $\frac{4}{5}$ von derjenigen beträgt, welche sie in einer Höhe von 6000 Fuss besitzt.

Zu gleichem Zwecke benutzte Pouillet [2]) ein Instrument unter dem Namen Pyrheliometer, ein cylindrisches Gefäss aus dünnem Silberblech, das etwa 100 Grm. Wasser fasst und dessen obere, den Sonnenstrahlen auszusetzende Fläche sorgfältig mit Kienruss geschwärzt ist. In der Mitte dieses Gefässes befindet sich die Kugel eines Thermometers, dessen Röhre in ein Metallrohr hinabreicht, das sich um seine Axe drehen lässt, um dem Wasser im Gefässe vermöge der Bewegung eine gleichförmige Temperatur durch seine ganze Masse zu ertheilen. Wird nun die Flüssigkeit im Gefässe von den Sonnenstrahlen erwärmt, so verliert dasselbe zugleich Wärme an die Umgebung oder gewinnt solche von derselben. Um diesem Einflusse Rechnung zu tragen, stellt man das Instrument zunächst, etwa 4 Minuten, im Schatten auf und beobachtet am Thermometer die Temperaturveränderung, welche das Wasser durch Ausstrahlung während dieser Zeit erfährt. Dann bringt man einen Schirm vor die berusste Fläche und richtet das Instrument so, dass die Son-

---

[1]) Philos. Transact. for 1842. p. 225.

[2]) Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace. Par. 1838. Pogg. Ann. Bd. XLV. S. 25 u. 481.

nenstrahlen senkrecht auf diese Fläche fallen, sobald man den Schirm hinwegzieht. Die Einwirkung der Sonnenwärme lässt man 5 Minuten dauern, und bringt hierauf das Instrument wieder in den Schatten, um die Erkältung während des Verlaufes von 4 Minuten zu beobachten. Bezeichnet nun T die durch die Sonnenstrahlen bewirkte Temperaturerhöhung, t und t' die Temperaturveränderung während des ersten und letzten Versuches im Schatten, so hat man für die Temperaturerhöhung, welche die Sonnenstrahlen im Wasser hervorbrachten, $\delta = T + \frac{t + t'}{2}$, wo t und t' positiv oder negativ zu nehmen sind, je nachdem sie eine Erkältung oder Erwärmung bedeuten.

Bezeichnet d den Durchmesser des Cylinders (am Pyrheliometer) in Centimetern, p das Gewicht des darin enthaltenen Wassers in Grammen, p' das Gewicht des Gefässes und des in ihm befindlichen Theiles vom Thermometer, nach seiner specifischen Wärme auf Wasser reducirt, so hat man für die der beobachteten Temperaturerhöhung δ entsprechende Wärmemenge: $\delta(p + p')$; und da diese während 5 Minuten auf eine Fläche $= \frac{1}{4}\pi d^2$ fiel, so kommt in dieser Zeit auf jede Flächeneinheit die Wärmemenge: $\frac{(p + p')\delta}{\frac{1}{4}\pi d^2}$ $= \frac{4(p + p')\delta}{\pi d^2}$, also in 1 Minute $\frac{4(p + p')}{5\pi d^2}.\delta$.

Für das gebrauchte Pyrheliometer betrug die in 1 Minute auf einem Quadratcentimeter erhaltene Wärmemenge 0,2624 δ.

Pouillet suchte nun auch für verschiedene Sonnenstände die Dicke der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht (aus den Zenithdistanzen der Sonne) zu berechnen, um daraus die Werthe von δ zu ermitteln. Es ergab sich, dass die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen zwar mit der Länge des durchlaufenen Weges abnimmt, aber in einem etwas weniger raschen Verhältniss als der letztere wächst. Die erhaltenen Resultate lassen sich nach demselben gut durch eine von Bouguer gegebene Formel: $\delta = ap^{\varepsilon}$ darstellen, worin a eine constante, von dem Zustande der Atmosphäre unabhängige Grösse ist, während sich p von einem Tage zum andern verändert. Diese Formel giebt den Betrag an, welcher von einer gegebenen Wärmemenge durch ein homogenes Medium, hier atmosphärische Luft, hindurchgeht [1]). Für die Constante a in

[1]) Es sei das homogene Medium in eine gewisse Anzahl ε gleicher Schich-

der Formel $\delta = ap^{\varepsilon}$ erhielt Pouillet aus einer Reihe von Beobachtungen den Werth = 6,72°. Hiernach hat man an der Grenze der Atmosphäre, wo $\varepsilon = 0$ ist, $\delta = a = 6{,}72°$, d. h. die erwärmende Kraft der Sonne wäre hier so gross, dass 1 Cubikcentimeter Wasser um 6,72° erwärmt werden könnte, und dies wäre auch diejenige Erwärmung, welche man an der Erdoberfläche erhalten würde, wenn die Atmosphäre die ganze von der Sonne herrührende Wärmemenge ungeschwächt hindurchliesse. Multiplicirt man diese Zahl mit der obigen 0,2624, so erhält man 1,7633 für die Wärmequantität, welche die Sonne unter den gemachten Voraussetzungen auf eine Fläche von 1 Quadratcentimeter geben würde. Die gesammte Wärmemenge, welche auf die Erde kommt, findet, da für den Erdhalbmesser R der Beleuchtungskreis $= \pi R^2$ ist, ihren Ausdruck in der Formel $1{,}7633\,\pi R^2$. Denkt man sich diese Wärmemenge auf der Erdoberfläche gleichmässig vertheilt, so empfängt jedes Quadratcentimeter $\frac{1{,}7633\,\pi R^2}{4\pi R^2} = 0{,}4408$ in der Minute, mithin im ganzen Jahre 231675 Einheiten; eine Wärmemenge, welche gleichförmig vertheilt eine die ganze Erde bedeckende Eisschicht von 30,89 Meter Dicke schmelzen könnte. Ein etwas geringeres Resultat erhielt Herschel, wonach die jährlich auf die Erde fallende Wärme eine Eisschicht von etwa 26 Meter schmelzen würde.

In Rücksicht der Wärmeabsorption durch die Atmosphäre fand Pouillet, dass von dem ganzen Wärmequantum, welches der beleuchteten Hälfte der Erde zustrahlt, etwa 0,4 bis 0,5 die Erd-

---

ten getheilt und die Intensität des einfallenden Wärmestrahles $= a$, der Verlust durch Absorption in jeder Schicht aber $= \frac{1}{n}$; dann ist der durch die erste Schicht gehende Theil $a - \frac{a}{n} = a\left(1 - \frac{1}{n}\right)$, und der durch die zweite, dritte, ... Schicht dringende resp. $a\left(1 - \frac{1}{n}\right)^2$, $a\left(1 - \frac{1}{n}\right)^3$, ... $a\left(1 - \frac{1}{n}\right)^{\varepsilon}$. Der letzte Ausdruck gibt die Quantität, welche aus der letzten Schicht hervortritt, also $\delta = a\left(1 - \frac{1}{n}\right)^{\varepsilon}$ oder $= ap^{\varepsilon}$, wenn man $1 - \frac{1}{n} = p$ setzt. Diese Formel kann indess nicht genau sein, da sie in allen Schichten gleiche Absorption voraussetzt, während die letztere erfahrungsmässig in den ersten Schichten am stärksten ist, so dass die von denselben durchgelassenen Strahlen in den übrigen Schichten einen fast verschwindend kleinen Verlust durch Absorption erleiden.

oberfläche erreiche, und also die Hälfte jener Menge absorbi werde [1]).

25. Es lässt sich die Frage erheben, ob die der Erde v Seiten der Sonne jährlich zukommende Wärmemenge im Verlau der Zeit eine constante Grösse sei. Bei Beantwortung dieser Fra reflectiren wir zunächst auf diejenigen Veränderungen der Wärm verhältnisse, welche ihren Grund in einer Veränderung der mitt leren Entfernung der Erde von der Sonne und der Gestalt d Erdbahn haben können. Jene Entfernung oder die halbe gross Axe der Erdbahn ist aber eine constante Grösse, daher sie hi weiter nicht in Betracht kommt. Dagegen ist die Gestalt der ellip tischen Erdbahn durch die kleine Axe und die Excentricität (s Fig. 5) bedingt. Dieselbe nähert sich einem Kreise, wenn die klein Axe zunimmt, also die Excentricität sich vermindert. Man erhä aber, nach einer Berechnung von Herschel [2]), immer ein constante Product, wenn man die jährliche Wärmemenge mit der kleinen Ax multiplicirt. Wächst die letztere, so nimmt die jährliche Wärme menge in demselben Verhältniss ab; [3]) und so umgekehrt. Indesse sind die dadurch bewirkten Veränderungen auf lange Perioden ver theilt und sehr unbedeutend. Die mittlere Jahreswärme ist, wen die Excentricität den geringsten Werth erreicht, um etwa $\frac{1}{3000}$ klei ner, als bei dem grössten Werthe der Excentricität. Die Verände rung, welche die letztere erfährt, ist eben sehr unbeträchtlich un auf eine sehr lange Periode vertheilt, so dass auch die daraus re sultirenden Aenderungen der Temperaturverhältnisse nur sehr unbe deutend sein können. Die Excentricität nimmt 48000 Jahre hin durch ab, erreicht am Ende dieser Periode ihren kleinsten Werth und wächst dann durch eine fast eben so lange Periode wieder, um hierauf abermals abzunehmen, etc.

Beträchtlicher schon ist der Unterschied der Wärme in Hin sicht auf den Stand der Erde im Perihel (Sonnennähe) und Aphel (Sonnenferne). Die Intensitäten der ausgesendeten Wärmestrahlen ste hen im umgekehrten quadratischen Verhältnisse mit den Entfernun-

---

[1]) Bezüglich einiger Resultate aus directen Messungen der Sonnenwärme, von C. L. Althans s. Poggend. Ann. Bd. XC. S. 544.

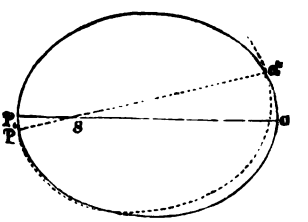
[2]) Philos. Magaz. for 1831 u. Geological Transactions for 1832.

[3]) Weil dann die Erde in grösserer Entfernung von der Sonne um dieselbe herumgeführt wird.

gen; daher sich jene berechnen lassen, wenn diese gegeben sind. Nun verhalten sich die Entfernungen von der Sonne bei der geringsten Excentricität, wie 1,004 : 0,966, mithin die Intensitäten der Sonnenwärme bezüglich des Aphels und Perihels wie $\frac{1}{(1{,}004)^2}$: $\frac{1}{(0{,}966)^2}$, oder etwa wie 62 : 63, was besagen will, dass die directe Sonnenwärme im Perihel etwa um den 62ten Theil grösser als im Aphel ist. Bei der grössten Excentricität der Erdbahn ist das Verhältniss wie 12 : 13.

Durch die Einwirkung der übrigen Planeten ist die Bewegung der Erde um die Sonne einer gewissen Störung unterworfen, die eine veränderliche Lage des Perihels und Aphels bedingt, also der beiden Punkte, in deren einem die Erde der Sonne am nächsten, in deren anderm sie am weitesten von derselben entfernt ist. In nebenstehender Figur sei *p* das Perihel und *a* das Aphel; dann ist die Linie *asp*, welche die beiden Punkte *a* und *p* mit einander verbindet, die grosse Axe der Erdbahn oder die sog. Apsidenlinie. *s* ist einer der beiden Brennpunkte der elliptischen Erdbahn, worin sich die Sonne befindet. Wenn nun, während sich die Erde nach dem Perihel *p* zu bewegt, durch die Anziehung anderer Planeten das Maass der Gravitation, womit die Erde der Sonne zustrebt, eine Verminderung erfährt, so wird der Punkt *p* nicht mehr das Perihel sein, sondern die Erde wird erst in einem weiter liegenden Punkte *p'* ihre grösste Sonnennähe erreichen. So hat sich also die Lage des Perihels geändert und in entsprechender Weise natürlich auch die des Aphels. Die Lage der grossen Axe der Erdbahn ist damit gleichfalls eine andere geworden; sie befindet sich jetzt in der Richtung *a'sp'*, wie denn auch die Erde nicht mehr ihre bisherige, sondern die hier punktirt angegebene Bahn beschreiben wird. Die Richtung der grossen Axe (oder der Apsidenlinie) ist veränderlich im Sinne der Zeichenfolge der Ekliptik. Diese Veränderung ist aber wie die in Hinsicht auf die Lage des Perihels und Aphels nur eine sehr langsam fortschreitende; sie geschieht in einem siderischen Cyclus von 110000 Jahren, nach deren Ablauf die Apsiden (Aphel und Perihel) wieder dieselben Punkte

Fig. 5.



des Himmels, wie vorher, einnehmen werden. Es ist nun eine Fol der gegenwärtigen Lage der Apsidenlinie, dass Frühling und Sor mer der nördlichen Hemisphäre um 7 Tage länger sind als Herl und Winter, während auf der südlichen Hemisphäre das umgekehr Verhältniss besteht, wogegen wieder die grössere Sonnennähe, welcher sich die Erde während der warmen Jahreszeit der südlich Hemisphäre befindet, einen ausgleichenden Einfluss übt. Indess wi der Ueberschuss, welcher den warmen Jahreszeiten der nördlich Hemisphäre im Vergleich zu denen der südlichen zukommt, imm kleiner, so dass endlich die beiden warmen und die beiden kalt Jahreszeiten einander völlig gleich werden; dann wachsen allmäh die kürzeren bis zu einem gewissen Maximum, um hierauf wi der abzunehmen, etc. Bis zur Rückkehr der Apsidenlinie zum Frü lingspunkte [1]) verfliessen nahe 21000 Jahre, und nach Ablauf d Hälfte dieses Cyclus wird sich die südliche Hemisphäre in demselb Verhältniss, wie dermalen die nördliche, befinden, d. h. die warm Jahreszeiten werden daselbst um 7 Tage länger als die kalten se Gleichwohl werden dadurch die bestehenden Temperaturverhältnis unserer Erde, wegen der geringen Excentricität ihrer Bahn, nic eben merklich alterirt werden. Wenn einst der Eintritt der Er in das Aphel nicht wie dermalen mitten im Winter der südlich Hemisphäre, sondern mitten in deren Sommer erfolgt, dann werd die Winter vielleicht um $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ Grad strenger und die Somm um eben so viel wärmer ausfallen, während für die nördliche H misphäre das Gegentheil stattfinden wird. Im Uebrigen erken man, dass die besprochene Veränderung der Apsidenlinie nicht d der Erde von Seiten der Sonne überhaupt zukommende Wärm quantum betrifft, sondern nur dessen Vertheilung auf die verschi denen Zonen der Erde.

Ganz Aehnliches gilt von der Veränderung, welche die Schie der Ekliptik, in Folge der Anziehung der Erde durch die übrig

---

[1]) Die Durchschnittslinie der Ekliptik (scheinbaren Sonnenbahn) mit de Aequator nennt man die Linie der Nachtgleichen oder Aequinoctien, und ihre En punkte die Aequinoctialpunkte, weil, wenn die Sonne sich in einem derselben b findet, auf der ganzen Erde Tag und Nacht gleich ist. Im Besonderen hei derjenige dieser beiden Punkte, durch welchen die Sonne geht, wenn sie aus d südlichen Hemisphäre in die nördliche übergeht, der Frühlingspunkt, d andere der Herbstpunkt.

Planeten, unterworfen ist. Bekanntlich bedingt die Schiefe der Ekliptik, d. h. die Neigung des Erdäquators gegen die Ekliptikebene, den Wechsel unserer Jahreszeiten. Nun erleidet die Schiefe der Ekliptik dermalen eine jährliche Veränderung, nämlich eine Abnahme, die jedoch nach Verlauf einer längeren Zeit in eine Zunahme übergehen wird. Die Perioden dieser Ab- und Zunahme sind alle sehr gross, wogegen die numerischen Werthe der Veränderung selbst in sehr enge Grenzen eingeschlossen sind; daher auch hier von einem sehr merklichen Einflusse auf die Temperaturverhältnisse unserer Erde nicht die Rede sein kann. Die Veränderung in der Schiefe der Ekliptik wird es zwar im Laufe der Jahrhunderte mit sich bringen, dass unsere längsten Tage und Nächte länger werden, als sie jetzt sind, was denn unsere Sommer wärmer und unsere Winter strenger machen wird; allein der Unterschied kann, da die grösste Aenderung der Schiefe der Ekliptik nur einige Grade beträgt, immerhin nur ein geringer sein [1]).

26. Wir wollen nun noch einiger Ursachen gedenken, durch welche die der Erde zuströmende Sonnenwärme vielleicht eine Schwächung erleiden könnte. So ist es denkbar, dass kleinere planetarische Massen, wenn sie in sehr beträchtlicher Anzahl vor der Sonne vorbeigehen, der Erde einen Theil der Sonnenwärme entzie-

---

[1]) Im Hinblick auf die Veränderungen, welche die Excentricität der Erdbahn und die Schiefe der Ekliptik im Verlaufe der Zeit erfährt, hat Meech (s. Petermann's geogr. Mittheilungen 1859. S. 79) einige Betrachtungen (resp. Berechnungen) über die Intensität der Sonnenwärme vor 10000 Jahren angestellt. Diese Betrachtungen stutzen sich auf eine Angabe von Leverrier über die Excentricität der Erdbahn vor 10000 Jahren und auf eine Formel von Struve und Peters für die Schiefe der Ekliptik. Es ergab sich, dass die jährliche Intensität der Sonnenwärme innerhalb der heissen Zone vor 10000 Jahren um einen gewissen Betrag geringer war als gegenwärtig, während sie in den gemässigten Breiten zwischen 35° und 50° ziemlich genau denselben Werth wie dermalen hatte. Jenseits des 50. Breitengrades war sie dagegen grösser und zwar in immer zunehmendem Maasse nach den Polen zu. Seit Erde und Sonne in ihr jetziges Verhältniss zu einander traten, hat sich daher die jährliche Sonnenwärme in den gemässigten Zonen nicht geändert; zwischen den Tropen hat sich dieselbe von dem jetzigen Werthe nicht weiter als etwa um $\frac{1}{240}$ entfernt und nimmt jetzt sehr langsam zu. Der beträchtlichste Unterschied betrifft die Polargegenden, wo die saculare Veränderung der jahrlichen Intensität sich viermal grösser als unter dem Aequator herausstellte. Die Kalte an den Polen nimmt gegenwärtig in Rücksicht ihres jahrlichen Werthes von Jahrhundert zu Jahrhundert langsam zu, was so lange dauern wird, als die Schiefe der Ekliptik abnimmt.

hen. In diesem Sinne stellte A. Erman die Ansicht hin, dass die kalten Tage des Mai durch die Sternschnuppenkörper der November-Periode möchten verursacht werden, da diese Körper sich alljährlich im Mai zwischen der Sonne und der Erde auf dem Radiusvector der letzteren befänden. Wir werden hierauf gelegentlich zurückkommen, wollen indess sogleich bemerken, dass jene kalten Tage im Mai sich mit grösserer Evidenz aus einer andern, der Erdoberfläche angehörigen Ursache ableiten lassen; es scheint hier nicht nöthig den Blick in eine so weite Ferne zu richten.

Andererseits wäre es möglich, dass sich an der Sonne selbst Veränderungen ereigneten, die entweder eine Schwächung oder eine Verstärkung der jährlich der Erde zuströmenden Wärmemenge bedingten. Schon längst hat man an einen Zusammenhang zwischen den Sonnenflecken [1]) und der der Sonne entströmenden Wärmemenge

---

[1]) In neuerer Zeit hatte man sich ziemlich allgemein der Ansicht zugewandt dass man die Sonne als einen an sich dunkeln Körper zu betrachten habe, der aber in einer gewissen Entfernung von einer eigenthümlichen Lichthülle (Photosphäre) umgeben sei, unterhalb deren sich wahrscheinlich noch eine Dunst- oder Wolkenhülle befinde. Eine Stütze für diese Ansicht sah man namentlich in dem Umstande, dass das Licht, welches von der Oberfläche eines festen oder flüssigen Körpers im glühenden Zustande unter einem hinreichend kleinen Winkel ausgestrahlt wird, sich nach Arago's Versuchen mittelst eines Polariskopes entschieden als polarisirtes kundgab, nicht aber Licht, welches eine leuchtende Materie von gasförmiger Beschaffenheit verbreitet. Da man nun die Strahlen, welche von dem Rande der Sonnenscheibe zu uns gelangen, niemals polarisirt fand, so schloss man daraus, dass die leuchtende Materie, von welcher die Sonnenstrahlen ausgehen, im Wesentlichen gasförmig sein müsse. Indessen haben vor Kurzem die Untersuchungen Kirchhoff's über das Spectrum der Sonne wieder zu der Ansicht hingeführt, dass der Sonnenkörper aus einer festen oder tropfbarflüssigen, in der höchsten Glühhitze befindlichen Masse, umgeben von einer Atmosphäre von etwas geringerer Temperatur, bestehen möchte. Namentlich führte die Vergleichung des Sonnenspectrums mit den Spectris glühender Metalldämpfe Kirchhoff zu der Auffassung der Sonne als eines in höchster Weissgluth befindlichen, von einer glühend heissen, mit Metalldämpfen geschwängerten Atmosphäre umgebenen Körpers. In diesen Dämpfen sieht Kirchhoff die Ursache der dunkeln (Fraunhofer'schen) Linien, welche das Sonnenspectrum bekanntermaassen zeigt. Diese Linien entstehen, indem aus dem Lichte, welches die Sonne ausstrahlt, innerhalb der Atmosphäre der letzteren Strahlen von einem gewissen Grade der Brechbarkeit von den Metalldämpfen absorbirt oder ausgelöscht werden. In der That ist im Hinblick auf gewisse Analogien die einfachste Vorstellung, die man sich von der Sonne machen kann, die, dass sie ein im Zustande höchster Glühhitze befindlicher Körper sei. Waren die Stoffe, die unser gesammtes Planetensystem ausmachen, einst mit der Sonne zu

gedacht. Indessen hat sich bis jetzt noch nichts Gewisses darüber ergeben, was freilich, nach der Natur des Gegenstandes, nicht verwundern darf. Zu Galilei's Zeiten äusserte Battista Belliani, dass mit wachsender Anzahl der Sonnenflecken die Kälte auf der Erde zunehmen müsse, wogegen W. Herschel die Meinung hegte, dass die schwarzen Flecken mit einer grösseren Ausstrahlung von Licht und Wärme verknüpft seien. Neuerdings haben sich mit diesem Gegen-

---

einem ungeheuren Gasballe vereinigt, aus welchem durch Absonderung und Zusammenziehung die einzelnen Planeten und Trabanten entstanden, geriethen die letzteren bei fortschreitender Contraction, wie wir dies in Hinsicht unserer Erde annehmen, in einen feurigflüssigen Zustand, von welchem bei nachmaliger Erstarrung ein glühender Kern restirte, den wir bezüglich unserer Erde auf Grund bestimmter Thatsachen als noch vorhanden anerkennen; so können wir dies ebenfalls von der Sonne annehmen, die als Rest jenes ungeheuren Gasballes zurückblieb, und es sogar als wahrscheinlich finden, dass sie wegen ihrer so grossen Masse, die eine langsamere Abkühlung bedingt, sich noch im Zustande der Weissgluth befindet und auch von einer glühend heissen, mit Metalldämpfen geschwängerten Atmosphäre umgeben ist. Denkt man sich hingegen die Sonne in einer gewissen Entfernung von einer Photosphäre umhüllt, so müsste der Sonnenkörper sich doch, wie Kirchhoff hervorhebt, im Zustande höchster Glühhitze befinden, da ja eine solche Lichthülle, wenn sie in einer Entfernung von 20 Millionen Meilen die Erde so beträchtlich zu erwärmen vermöge, um so mehr die viel nähere Sonne, die gewissermaassen im Focus jener Sphäre liege, erhitzen müsse. Dagegen könnte man nun freilich noch den Einwand erheben, dass die unterhalb der Lichthülle gelegene Sonnenatmosphäre in Folge gewisser Eigenthümlichkeiten die Erhitzung des Sonnenkörpers beträchtlich mässige.

Sind nun aber, wie aus den Beobachtungen einiger Astronomen hervorgeht, die Pole der Sonne weniger heiss als ihre Aequatorialgegenden, so haben wir auch in der Gasatmosphäre der Sonne Strömungen, d. h. Winde, von den Polen nach dem Aequator, und hier einen aufsteigenden Luftstrom, in der Höhe nach den Polen abfliessend, zu erwarten. Und diese Winde müssen, wie Kirchhoff äussert, ebenso wie die der Erdatmosphäre, die Bildung von Wolken veranlassen können, welche wir als Sonnenflecken wahrnehmen werden, wie denn bereits Galilei die letzteren als ein Wolkenphänomen der Sonnenatmosphäre betrachtete. Ob indess, wie die Winde der Erdatmosphäre, eben so gut auch die Winde der Sonnenatmosphäre in dieser, wenn sie als glühend heiss existirt, Wolkenbildungen veranlassen können, möchte sich noch in Frage stellen lassen. – Ist die Sonne wirklich ein in der Weissgluth befindlicher Körper, der uns Licht und Wärme spendet, so folgt von selbst, dass sie endlich, wenn auch sehr langsam, einer Abkühlung unterliegen, und schliesslich in analoger Weise wie die Erde erstarren wird, womit denn auch eine allmälige Aenderung der Beleuchtungs- und Wärmeverhältnisse unseres Planetensystems verknüpft sein muss, so dass nach dieser Ansicht eine ewig dauernde physische Stabilität des genannten Systems nicht wohl denkbar ist.

stande vornehmlich Secchi, Schwabe, Gautier und R. Wolf beschäftigt. Nach Gautier soll die mittlere Jahrestemperatur in fleckenarmen Jahren etwas höher als in fleckenreichen ausfallen, und nach Wolf würden sich fleckenreiche Jahre im Allgemeinen trockner und fruchtbarer, als fleckenarme, diese aber feuchter und stürmischer als jene erweisen. Schwabe's Beobachtungen scheinen ergeben zu haben, dass fleckenreiche Jahre weniger heitere Tage darbieten, als fleckenarme. Secchi endlich glaubt gefunden zu haben, dass die Flecken eine Temperaturerniedrigung auf der Sonnenoberfläche mit sich bringen. Nach seinen Beobachtungen besitzen verschiedene Punkte der Sonnenscheibe nicht ganz dieselbe Temperatur. Die Wärme nimmt nach dem Sonnenrande hin ab, und die Polargegenden der Sonne sind bei gleichen Abständen von der Mitte weniger warm als die Aequatorialgegenden. Auch sollen die beiden durch den Aequator geschiedenen Hemisphären nicht genau dieselbe Temperatur besitzen.

27. Die Sonne und die ihr zugehörigen Weltkörper sind überall von einem Raume umgeben, der von den Licht- und Wärmewellen zahlloser Fixsterne durchzogen wird. In diesem Sinne lässt sich von einer Temperatur des Weltraumes sprechen, worunter man diejenige zu verstehen hat, welche durch die Strahlung aller Gestirne, mit Ausschluss der Sonne, bewirkt wird. Mag auch der Beitrag, den ein einzelnes Gestirn zu dieser Temperatur gibt, noch so unbedeutend sein, aus der Strahlung aller muss dennoch ein gewisser Effect resultiren, der in Rücksicht der Temperatur unserer Erde nicht ohne Bedeutung sein kann. Die Erde strahlt beständig Wärme nach dem Himmelsraume aus; und das Maass dieser Ausstrahlung muss abhängig sein von der dem genannten Raume eigenen Temperatur. Wollte man den Einfluss dieser Temperatur auf irgend einen Ort der Erdfläche bestimmen, so müsste man von der daselbst herrschenden mittleren Temperatur den Einfluss der Sonnen- und eigenen Erdwärme in Abzug bringen. Auch wäre noch der eigenthümliche Antheil der atmosphärischen Wärme und die Absorption, welche die strahlende Wärme des Weltraumes von Seiten der Atmosphäre erleidet, zu berücksichtigen. Setzt man ein Thermometer am Erdboden der nächtlichen Strahlung aus, so steht es unter dem Einfluss der Temperatur des Weltraumes und der Wärme der Atmosphäre. Der Vereinfachung wegen dachte sich Pouillet eine Hülle, deren Temperatur auf das Thermometer den-

selben Einfluss ausübt, wie der Weltraum und die Atmosphäre zusammengenommen. Diese Hülle nannte derselbe Zenithalhülle und ihre Temperatur die Zenithaltemperatur. Da dieselbe von einer als constant anzunehmenden Ursache, der Temperatur des Weltraumes, und einer veränderlichen, der Temperatur der Luftschichten, abhängt, so ist sie für jeden besonderen Ort und für jede Zeit veränderlich.

Um die Gesetze der nächtlichen Wärmeausstrahlung, insbesondere um die sog. Zenithaltemperatur zu bestimmen, gebrauchte Pouillet eine Vorrichtung unter dem Namen Aktinometer. Dieses Aktinometer ist mit dem von Herschel angegebenen Instrumente (S. 42) nicht zu verwechseln. Der Apparat von Pouillet besteht im Wesentlichen aus einem mit Schwanenflaum ausgefüllten Cylinder von Silberblech, der von einer Schwanenhaut umhüllt und von einem weiteren Cylinder umgeben ist. Auf der Mitte der oberen Flaumen ruht die Kugel eines empfindlichen Thermometers dergestalt, dass von der Kugel aus etwa zwei Dritttheile der Himmelshemisphäre übersehen werden. Dasselbe ist gegen den wärmestrahlenden Einfluss des Erdbodens vollständig geschützt. Dieser Apparat wurde nun während der Nacht gegen den heiteren Himmel gerichtet und das Thermometer von Stunde zu Stunde beobachtet, um seine Stände mit denen eines anderen, vier Fuss über dem Boden frei in der Luft hängenden Thermometers zu vergleichen. Die Temperaturerniedrigung des erstgenannten Thermometers war lediglich bedingt durch seine Ausstrahlung gegen den Himmelsraum hin und durch den Einfluss der umgebenden Luft. Wäre das Aktinometer von unbegrenzter Oberfläche und im Vacuum unter einer halbkugeligen Hülle von constanter Wärme befindlich, so würde es die Temperatur derselben annehmen. Weil es sich aber in der Luft befindet, von der es Wärme empfängt, und nur zwei Dritttheile der Himmelssphäre übersieht, so wird seine Temperatur die der Hülle oder die Zenithaltemperatur übertreffen. — Aus vielen in heiteren und windstillen Nächten angestellten Beobachtungen ergab sich, dass die Zenithaltemperatur fast wie die Temperatur der umgebenden Luft sinkt. Aus dem beträchtlichen Sinken der Zenithaltemperatur während der Nacht lässt sich aber entnehmen, dass der hierhergehörige constante Antheil, nämlich die Temperatur des Weltraumes, sehr gering ist im Verhältniss zum veränderlichen Theil, der Wärme der Atmosphäre. Bei niedriger Lufttemperatur zeigte sich eine eben

so starke Strahlung gegen den Himmelsraum wie bei hoher, nicht sein könnte, wenn nicht die Temperatur des Weltraumes s niedrig wäre. Nach Pouillet's Berechnung [1]), deren Grundlage al dings nicht als ganz sicher erscheint, beträgt diese Temper etwa — 142° C. Fourier [2]) schätzte dieselbe wohl viel zu h nämlich auf 50 bis 60° unter Null. Im Hinblick auf die tiefen T peraturen, die man im nördlichsten Theile Amerika's beobacl äusserte Arago [3]), dass die in Rede stehende Temperatur niedr als — 57° sein müsse, weil nämlich sonst keine so tiefe Temp turerniedrigung auf der Erde durch Ausstrahlung entstehen könn

Nach Pouillet ist nun die Wärmemenge, welche der Himm raum der Erde und Atmosphäre jährlich zusendet, im Stande, Eisdecke von 26 Meter Dicke zu schmelzen. Hiernach beträgt aus dem Weltraume stammende Wärme $\frac{1}{5}$ der von der Sonne k menden. Es kann befremden, dass der Weltraum bei einer Tem ratur von — 142° der Erde so viel Wärme zusende; allein Auffällige verschwindet, wie Pouillet bemerkt, wenn man bede dass die Sonne rücksichtlich der Erde nur den fünfmillionsten T des Himmelgewölbes einnehme, und daher zur Erzielung dessel Effects 200000mal mehr Wärme aussenden müsse.

28. Mit Rücksicht auf die verschiedene Entfernung, An und Gruppirung der Gestirne macht Pouillet die Bemerkung, der beständig veränderliche, über dem Horizont befindliche Theil Himmels nicht stets dem unter dem Horizont befindlichen Th gleich sein könne, daher denn auch nicht anzunehmen sei, dass Halbkugeln, die wir von dem Himmelsgewölbe erblicken, der E wirklich dieselbe Wärmequantität zusendeten. Da indess wegen Axendrehung der Erde im Verlaufe eines Sterntages alle Punkte ei Parallel- oder Breitenkreises in dieselbe Lage gegen den gestirn Himmel gerathen, so muss der während dieser Zeit resultire Effect für alle jene Punkte derselbe sein. Dagegen kann der E fluss der Wärmestrahlung von Seiten der Gestirne, je nach ihrer v

---

[1]) Mémoire sur la chaleur solair et sur la température de l'espace. Par. 18 Poggend. Ann. Bd. XLV. S. 25 u. 481.

[2]) L'Instit., VII., 1827. — Ann. de Chim. et de Phys. T. XXVII.

[3]) Compt. rend. 1836. No. 24. — Poggend. Ann. Bd. XXXVIII. S. 235. Vrgleh. auch Poisson: théorie math. de la chaleur, 1835; Ann. de chim. e phys. T. LXIV. 1837,

schiedenen Stellung, in Rücksicht verschiedener Erdzonen, für die letzteren ein ungleicher sein. Die jährliche Bewegung der Erde um die Sonne wird aber die in jedem einzelnen Breitenkreise herrschenden Mitteltemperaturen unverändert lassen, insofern der Durchmesser der Erdbahn im Vergleich zur Entfernung der Fixsterne fast verschwindend klein ist, und auch die Erdaxe während der bezeichneten Bewegung mit sich selbst parallel bleibt.

Bekanntlich hat man aus den relativen Ortsveränderungen der Gestirne eine Eigenbewegung der Sonne erschlossen. Das Sonnensystem ist in einer fortschreitenden Bewegung begriffen, deren Richtung jetzt dem Sternbilde des Herkules zugewendet ist. Daher ist es denn auch denkbar, dass das System successive Räume von ungleicher Temperatur durchwandert, ein Umstand, der für die Temperaturverhältnisse unserer Erde nicht ohne Erfolg sein könnte. Doch sind plötzliche Uebergänge hier nicht zu erwarten, falls die Geschwindigkeit dieser Bewegung in Vergleichung zur Entfernung der Fixsterne nicht beträchtlich ist. Wohl aber lässt sich, wenn die progressive Bewegung des Sonnensystems um ein bestimmtes Centrum geschieht, an eine periodische Wiederkehr gewisser Temperaturveränderungen denken. Darüber kann man indess nur unbestimmte Vermuthungen hegen, indem uns weder die Grösse noch die sonstige Beschaffenheit der Bahn, welche das Sonnensystem im Weltraume beschreibt, näher bekannt ist. —

Beiläufig sei noch darauf hingewiesen, dass dem Erdkörper eine eigene (von der Einwirkung der Sonne unabhängige) Wärme zukommt, die mit wachsender Tiefe zunimmt und auf die Mittelwärme an der Oberfläche der Erde nicht ganz ohne Einfluss sein kann. Das Nähere hierüber späterhin, wo von den Temperaturverhältnissen des Erdkörpers im Besondern die Rede sein wird.

II. Temperaturverhältnisse der Atmosphäre.

A. Periodische Aenderungen der Lufttemperatur.

29. Die Atmosphäre erwärmt sich, indem sie die von der Sonne kommenden Strahlen theilweise absorbirt. Aber auch der frei hindurchgelassene Antheil trägt zu ihrer Erwärmung bei, nämlich durch Rückstrahlung von Seiten des Bodens, die je nach der eigenthümlichen Beschaffenheit des letzteren sowohl qualitative als

quantitative Unterschiede darbieten kann. Endlich kann die mit der Erdoberfläche selbst in Berührung stehende Luftschicht durch einfache Mittheilung Wärme gewinnen oder verlieren.

Die Temperaturverhältnisse, von denen wir jetzt reden wollen, beziehen sich auf die untere, mit der Erdoberfläche in näherer Wechselwirkung stehende, Region der Atmosphäre, wobei wir vorläufig unerörtert lassen, ob die Temperatur der Erdoberfläche mit der Temperatur der über ihr befindlichen Luft übereinstimmt oder nicht. Es handelt sich zuvörderst um die Temperaturverhältnisse dieser Luftschichten selbst. Freilich nimmt man nicht selten eine solche Uebereinstimmung an, indem man voraussetzt, dass ein etwaiger Unterschied sich sehr bald durch wechselseitige Mittheilung ausgleiche; daher man denn auch die Temperatur, welche ein über der Erdoberfläche im Schatten aufgehängtes Thermometer zeigt, als die Temperatur der Erdoberfläche selbst betrachtet. Verlangt man aber, dass ein Thermometer die gerade herrschende Temperatur der unteren Atmosphäre richtig anzeige, so müssen natürlicher Weise alle störenden Einflüsse localer Natur möglichst beseitigt werden. Das Instrument ist dem directen strahlenden Einflusse des Bodens und anderer Objecte, die sich in seiner Nähe befinden, zu entziehen, und überdies auch gegen eine Benetzung durch den Regen zu schützen. Dasselbe darf selbstverständlich nicht der directen Einwirkung der Sonnenstrahlen ausgesetzt werden, wenn man eben nur die der Luft selbst zugehörige Temperatur erfahren will. Man bringt dasselbe auf der Nordseite eines Gebäudes, in hinreichender Entfernung von der Mauer, an, und sucht es wol noch gegen die Einflüsse der Umgebung durch ein blechernes, oben und seitlich geschlossenes aber durchlöchertes Gehäuse, das der umgebenden Luft freien Zutritt gestattet, zu sichern [1]). Die beständige Erhaltung des Instrumentes im Schatten bietet für unsere Zone keine Schwierigkeit. Anders verhält es sich in höheren oder niederen Breiten. In höheren Breiten, wo die Sonne einen viel grösseren Tagesbogen beschreibt, erfordern fortgesetzte Beobachtungen im Schatten zwei Thermometer, was eine Fehlerquelle mit sich führt. In der heissen Zone dagegen, wo die Sonne selbst an der Grenze der Tropen eine

[1]) In Hinsicht auf den Abstand des Thermometers vom Boden s. einige bemerkenswerthe Beobachtungen bei Marcet: Mém. de la Soc. de Génève VIII, 1839.

beträchtliche Mittagshöhe erreicht, gibt es an einem und demselben Beobachtungsorte zu vielen Zeiten keinen oder so wenig Schatten, dass durch Reflexion eine Einwirkung auf das Instrument nicht verhindert werden kann; woher es kommt, dass daselbst stationäre Thermometer im Freien zu hohe Temperaturen zeigen, während die dort gebräuchlichen Beobachtungen im Zimmer oder in einer offenen Veranda gleichfalls mit Fehlern behaftet sind [1]). Im Innern der Gebäude fallen die Extreme der Temperatur geringer aus, als im Freien, und zwar um so mehr, je grösser der Unterschied zwischen der Winterkälte und der Sommerwärme ist.

Während der Beobachtung des Thermometers hat man natürlich zu vermeiden, dass dasselbe durch die Wärme des eigenen Körpers merklich afficirt würde, und überdies für ein richtiges Ablesen der Scala Sorge zu tragen. Im Uebrigen sind die Zeitpunkte, für welche die herrschende Temperatur der Luft ermittelt werden soll, genau einzuhalten. — Der Gebrauch zweckmässig construirter Thermometer wird vorausgesetzt, wie denn auch einer etwaigen Veränderung in Bezug auf den Abstand der beiden Fundamentalpunkte der Scala Rechnung zu tragen ist. [2])

30. Es ist nun ersichtlich, dass man den täglichen Gang der Lufttemperatur an einem bestimmten Orte der Erdoberfläche erfahren wird, wenn man daselbst das Thermometer von Stunde zu Stunde regelmässig beobachtet. In der That hat man für eine gewisse Anzahl von Orten solche stündliche Beobachtungen angestellt. Zuerst geschah dies von Chiminello in Padua, dessen Beobachtungsreihe einen Zeitraum von 16 Monaten umfasst. In noch ausgedehnterer Weise wurden solche Beobachtungen auf Brewster's Veranlassung auf Fort Leith bei Edinburg von den daselbst Wache haltenden Officieren angestellt [3]). Ferner liegen dergleichen Beobachtungen vor vom Capitain Ross zu Boothia vom October 1829 bis März 1832; sowie von einer russischen Expedition [4]) auf Novaja Semlja

---

[1]) s. Mahlmann in Dove's Repertorium d. Physik, Bd. IX. S. 1 ff.

[2]) s. hierüber Egen: Poggend. Ann. Bd. IX. S. 349, Bd. XIII. S. 38; Rudberg: Pogg. Ann. Bd. XL. S. 39 u. 562; Person: Compt. rend. T. XIX. p. 1814, oder Poggend. Ann. Bd. LXV. S. 370; Forbes: Philos. Transact. for 1836; August: Fischer's math. Naturlehre 1837. I. S. 429; Legrand u. Despretz: Ann. de chim. et de phys. T. LXIII. p. 368, T. LXIV. p. 312.

[3]) Edinb. Journ. of Science. Jun. 1826. No. IX. p. 18.

[4]) Bulletin scientifique de l'Acad. des Sc. de St. Petersb. 1837. T. II. No. 20. — Pogg. Ann. Bd. XLIII. S. 336.

in der karischen Pforte und zu Matoschkin-Schar; von Kupffer in Petersburg aus den Jahren 1831 und 1832, woselbst auch seit 1841, während eines sechsjährigen Zeitraumes, Beobachtungen von Stunde zu Stunde, bei Tag und bei Nacht, angestellt wurden [1]). Aehnliche Beobachtungsreihen finden sich noch für mehrere andere Orte [2]).

Ist nun für einen Ort der Stand des Thermometers eine Reihe von Jahren stündlich beobachtet, so gibt das arithmetische Mittel aus allen Ständen, die zu derselben Stunde gehören, den Mittelwerth der Temperatur für diese Stunde des Jahres; und wenn man in solcher Weise mit den Beobachtungen für alle 24 Stunden eines Tages verfährt, wird man für letzteren den mittleren täglichen Gang der Temperatur erhalten, den man auch graphisch durch eine Curve darstellen kann, deren Abscissen die Tageszeiten und deren Ordinaten die diesen Zeiten zugehörigen Temperaturen bezeichnen.

31. Im Allgemeinen ergibt sich der tägliche Gang der Wärme an einem Orte aus der täglichen Bewegung der Erde, die den Wechsel von Tag und Nacht mit sich bringt. Nach Aufgang der Sonne muss mit steigender Höhe der letzteren die Erwärmung zunehmen und ein Maximum erreichen, das jedoch erst nach der Culmination der Sonne eintritt, indem anfänglich, sobald die Sonne von ihrem höchsten Stande herabgeht, ihr directer Einfluss noch wenig vermindert ist und überdies auch die Rückstrahlung von Seiten des Bodens die Temperatur der Luft steigert. Nach dem Eintritt des Maximum fällt die Temperatur; die Erde empfängt nun weniger Wärme als sie ausstrahlt, und da die Ausstrahlung während der ganzen Nacht ohne Ersatz fortdauert, so wird gegen den Morgen hin ein Minimum der Temperatur eintreten müssen. Mit der beständigen Wärmeausstrahlung der Erde, die während der Nacht durch keinen directen Ersatz compensirt wird, steht die Verspätung des täglichen Maximum, d. h. der Eintritt desselben *nach* dem höchsten Sonnenstande, in nächster Beziehung. — Sonach haben wir im Verlaufe des Tages (binnen 24 Stunden) ein Maximum und

---

[1]) Pogg. Ann. Bd. XXX. S. 314, u. Bd. LXXVII. S. 357 (Bullet. de l'Acad. de St. Petersb. T. VII.).

[2]) s. Brandes: Pogg. Ann. Bd. XLII. S. 641; Gräger ebenda Bd. XLVI. S. 668; Dove: Repert. d. Phys. Bd. III. S. 340 ff.; Lamont: Annalen f. Meteorologie, Erdmagnetismus etc. München 1843. Hft. IX. S. 137 ff.

ein Minimum der Lufttemperatur zu erwarten; jenes einige Zeit nach der Culmination der Sonne, dieses zur Zeit des Sonnenaufganges.

In Padua z. B. fällt im jährlichen Mittel das Maximum der Temperatur auf 2 Uhr nach Mittag und das Minimum auf $4^h18'$ Morgens oder 1 Stunde 45 Minuten vor Sonnenaufgang. Indessen bringen die verschiedenen Jahreszeiten in dieser Beziehung einige, leicht begreifliche, Abweichungen mit sich. So tritt in den Sommermonaten das Maximum später (gegen 3 Uhr Nachmittags), das Minimum hingegen früher ein, während in den Wintermonaten das Maximum früher hervortritt als der Mittelwerth angibt, dergestalt, dass dasselbe $1\frac{1}{2}$ und nicht später als 2 Uhr nach Mittag zur Erscheinung kommt. Nach Beobachtungen von Kämtz erreicht die Temperatur der Luft zu Halle im Monat Juli kurz vor 3 Uhr Morgens ihr Minimum und 3 Uhr Nachmittags ihr Maximum, dagegen im Januar resp. 7 Uhr Morgens und 1 Uhr Nachmittags. Reflectiren wir auf einen Ort, der in der Nähe des Meeres gelegen ist, z. B. auf Leith, so finden wir hier die grösste Tageswärme Nachmittags: im Januar kurz nach 2 Uhr und im Juli zwischen 4 und 5 Uhr.

32. Man erkennt leicht, dass der mittlere tägliche Gang der Wärme für viele Orte nur durch eine länger fortgesetzte Beobachtungsreihe näher bestimmt werden kann. Veränderungen des Witterungsstandes, wie sie durch den Wechsel der verschiedenen Luftströmungen veranlasst werden, sind hier störende Factoren. Auch kann es gewisse örtliche Einflüsse von constantem Charakter geben, die eine constante Verrückung der bezeichneten Wendepunkte, namentlich des Maximum, herbeiführen. In der heissen Zone scheint letzteres spätestens 2 Uhr Nachmittags einzutreten, an vielen Orten bereits um 1 Uhr, an einigen sogar um 12^h. Auf dem Meere innerhalb der Tropen fand Lenz, dass die grösste Tageshitze nicht nach Mittag, sondern schon $\frac{1}{4}$ Stunde vor Mittag eintritt. Derselbe beobachtete nämlich während der Reise des russischen Schiffes Achta (in den Jahren 1847—1849) die stündliche Aenderung der Lufttemperatur auf dem Meere [1]). Auf dem atlantischen Ocean stellte sich das Maximum von 20,42° R. um $11^h43'$ Vormittags, das Mi-

[1]) Jahresbericht des Frankfurter physik. Vereins. 1860. S. 32.

nimum zu 19,46° R. um 3ʰ21′ Morgens ein. Für den grossen Ocean ergab sich das Maximum = 19,70° R. um 11ʰ26′ Vormittags, das Minimum = 18,68° R. um 4ʰ31′ Morgens. Nach Beobachtungen von Schrenk, die derselbe am Bord der Aurora (auf der Reise nach dem Amurlande) machte, fand sich für den atlantischen Ocean ein Maximum = 20,87° R. um 11ʰ40′ Vorm., ein Minimum = 19,42° um 3ʰ40′ Morgens, und für den grossen Ocean ein Maximum = 20,24° um 11ʰ32′ Vorm., und ein Minimum = 18,79° um 3ʰ39′ Morgens. Die Beobachtungen auf dem Festlande in Madras zeigten das Maximum der Lufttemperatur im Mittel um 1 Uhr Dagegen erreichte die Temperatur des Meerwassers an der Oberfläche ihr Maximum um 2ʰ33′ Nachmittags, ihr Minimum um 5ʰ34′ Morgens. Ohne Zweifel sind diese Verhältnisse, wie wir später bei Betrachtung der Temperaturverhältnisse des Meeres erkennen werden, zum grossen Theil durch das verschiedene Verhalten des Wassers und festen Landes zur Wärme bedingt. Ob die Atmosphäre auf einer festen oder flüssigen Grundlage ruht, kann für die Temperaturverhältnisse derselben nicht gleichgiltig sein.

Was die Werthe des täglichen Maximum und Minimum betrifft, so können dieselben nicht in allen Jahreszeiten von gleicher Grösse sein. Das Maximum der Tageswärme wird im Sommer grösser ausfallen als im Winter. Die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum bestimmt aber den Spielraum der täglichen periodischen Temperaturschwankungen. Derselbe ist im Allgemeinen abhängig von der Tageslänge und der Culminationshöhe der Sonne Unter dem Aequator, wo Tag und Nacht von gleicher Länge sind ist der Spielraum am grössten zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche wenn die Sonne durch das Zenith geht, am geringsten aber zu Zeit der Sonnenwende, wo die Mittagshöhe der Sonne am kleinsten ist. Für die Polarländer fällt während der langen Winternacht die tägliche Aenderung der Wärme fast ganz fort. Im Uebergange des Winters zum Sommer wird sie daselbst am grössten sein, in der Mitte des letzteren aber, wegen der geringen Aenderung der Sonnenhöhe, wieder abnehmen.

In der gemässigten Zone nimmt der Spielraum von der kälteren nach der wärmeren Jahreszeit hin zu, so dass derselbe für manche Orte seinen grössten Werth im Juli, seinen geringsten im December erreicht. Indessen kommt hierbei viel auf die besonderen Witterungsverhältnisse an. Bei heiterem Himmel ist der Spielraum

grösser als bei bedecktem, weil im letzteren Falle, wo die Luft reichlich mit Wasserdünsten versehen ist, die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen gehemmt, aber auch die Abkühlung durch Wärmeausstrahlung vermindert ist, was zur Folge hat, dass die Extreme in der täglichen Periode minder scharf hervortreten. Einen solchen abgleichenden Einfluss auf die Extreme üben denn auch die Regen; daher wird der Spielraum an Orten mit vorherrschenden Sommerregen seinen grössten Werth im Frühjahr und Herbst erlangen. Auch in der heissen Zone ist die Regenzeit mit den geringsten täglichen Wärmeänderungen verbunden. — Ferner ist im Innern der Continente der tägliche Spielraum der Temperatur grösser als an den Küsten, wo namentlich der Wechsel der Land- und Seewinde, welche letztere am Tage die kühlere, mit Wasserdünsten reichlich beladene Seeluft dem Lande zuführen, die Differenz der Extreme herabsetzt. Am kleinsten endlich ist der Spielraum auf dem offenen Meere, indem das Wasser unter sonst gleichen Umständen in viel geringerem Maasse als das feste Land sich erwärmt und erkaltet.

33. Im Hinblick auf den jährlichen Gang der Wärme haben wir uns zunächst zu erinnern, dass unter dem Aequator die Sonnenstrahlen zweimal im Jahre den Boden senkrecht treffen, und zwar um die Zeit der beiden Aequinoctien, wo die Sonne in ihrem scheinbaren Laufe den Aequator überschreitet und sich entweder nach Norden oder Süden wendet. Jenes ist der Fall d. 21. März, dieses d. 21. September. Declinirt nun die Sonne nördlich, was eben im März seinen Anfang nimmt, so haben wir auf der nördlichen Halbkugel der Erde unsere wärmere Jahreszeit. Die Länge der Tage nimmt zu, bis die Sonne zum nördlichen Solstitialpunkte (Sommerwendepunkte) gekommen ist. Dies geschieht am 21. Juni, wo die nördliche Halbkugel den längsten Tag und die kürzeste Nacht hat, indem dann der Tagekreis der Sonne zum grösseren Theil über, und zum kleinsten Theil unter dem Horizont liegt. Die Sonne steht jetzt 23° 28′ nördlich vom Aequator des Himmels. Declinirt dagegen die Sonne südlich vom Aequator, was sich im September zu ereignen beginnt, so tritt für die nördliche Halbkugel die kältere Jahreszeit ein; unsere Tage werden dann immer kürzer, bis die Sonne zur Zeit des 22. December den südlichen Solstitialpunkt (Winterwendepunkt) erreicht hat. Die nördliche Halbkugel hat nun ihren kürzesten Tag und ihre längste Nacht, während es sich für

die südliche umgekehrt verhält. Zu dieser Zeit steht die Sonne 23° 28′ südlich vom Himmelsäquator. Bekanntlich nennt man die beiden Kreise, die man sich parallel mit dem Aequator, 23° 28′ nördlich und südlich von demselben, durch die beiden Solstitialpunkte gelegt denkt, die Wendekreise, und zwar den auf der nördlichen Halbkugel gelegenen den Wendekreis des Krebses, den anderen den Wendekreis des Steinbocks.

34. Da nun unter dem Aequator, wie gesagt, der Boden zweimal im Jahre rechtwinkelig von den Sonnenstrahlen getroffen wird, und zweimal am schrägsten: nämlich zur Zeit der Solstitien wo die Sonne am weitesten (nördlich und südlich) vom Aequator entfernt ist; so haben wir daselbst im jährlichen Gange der Wärme zwei Maxima und Minima zu erwarten. Doch ist der Spielraum, d. h. die Differenz zwischen der Summe der beiden Maxima und der Summe der beiden Minima, nur gering, da die Strahlen fast das ganze Jahr hindurch unter einem Winkel auffallen, der von einem rechten nicht beträchtlich abweicht; so dass dort im Verlaufe des Jahres eine verhältnissmässig hohe ziemlich gleichmässige Temperatur herrscht. Freilich zeigen die Curven, welche den jährlichen Gang der Wärme für verschiedene Orte der heissen Zone darstellen, nicht unerhebliche Abweichungen, die indess, abgesehen von dem Unterschiede der Breite, durch secundäre Einflüsse, namentlich durch regelmässige Winde und atmosphärische Niederschläge, bedingt werden. Mit wachsender Entfernung vom Aequator wird der jährliche Spielraum der Wärme grösser, wie denn auch der Unterschied der Jahreszeiten sich immer bestimmter ausspricht und die Differenz zwischen der Tages- und Nachtlänge immer auffälliger hervortritt. Auf den Wendekreisen selbst fallen die Sonnenstrahlen nur einmal im Jahre senkrecht auf; von hier an findet nach den Polen hin im Verlauf des Jahres nur *ein* Maximum und *ein* Minimum der Wärme statt, und die Differenz zwischen beiden, d. h. der jährliche Spielraum der Wärme, nimmt, wie schon bemerkt, mit wachsendem Abstande vom Aequator zu, womit denn auch eine ungleichmässigere Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten verknüpft ist, wogegen unter den Tropen die Temperaturen der einzelnen Monate viel weniger von einander verschieden sind.

35. Nun könnte man wohl nach dem Stellungsverhältnisse der Erde zur Sonne für die gemässigte und kältere Zone das Maxi-

mum der Wärme zur Zeit des Sommersolstitium (im Juni), das Minimum aber zur Zeit des Wintersolstitium (im December) erwarten. Allein wie in der täglichen, so treten auch in der jährlichen Periode die Wendepunkte der Temperatur später ein als die entsprechenden Wendepunkte des scheinbaren Sonnenlaufes, was bekanntlich nicht befremden kann. Denken wir uns, dass die Sonne ihre grösste südliche Abweichung erreicht habe und nun nach Norden umbiege; dann werden mit höher steigender Sonne die Tage auf der nördlichen Hemisphäre zunehmen; allein dies geschieht nur sehr allmälig. Nachdem die Sonne ihren südlichen Wendepunkt erreicht, beschreibt sie zuvörderst einen Bogen, der dem Aequator nahezu parallel ist, und in welchem sich ihr Abstand von dem letzteren nur sehr wenig ändert. Allmälig biegt sie nach Norden um, indem sie langsam steigt und die Tage langsam zunehmen. Indessen dauert die Wärmeausstrahlung der Erde fort. Was die letztere auf solche Weise an Wärme verliert, übertrifft noch eine Zeit lang die Wärmemenge, die sie von der Sonne empfängt; und so kommt es, dass sich das Minimum der Temperatur in der nördlich gemässigten Zone erst später, im Verlauf des Januar, geltend macht. Weiterhin bewegt sich die Sonne schneller in ihrem scheinbaren Laufe; ihre Geschwindigkeit ist zur Zeit des Aequinoctium am grössten, so dass sich um diese Zeit auch eine raschere Zunahme der Temperatur bemerklich macht. Hat nun die Sonne ihren nördlichen Wendepunkt erreicht, so biegt sie wieder langsam nach Süden um. Die Tageslänge nimmt anfangs nur wenig ab, während die Erde fast noch eben so viel Wärme als zur Zeit des höchsten Sonnenstandes empfängt. Daher gewinnt die Temperatur erst einige Zeit nach dem Sommersolstitium ihr Maximum. Wie aber zur Zeit des Frühlingsaequinoctium die schnellste Zunahme der Temperatur, so findet zur Zeit des Herbstaequinoctium die bedeutendste Abnahme derselben statt. — Durchschnittlich können wir nun für die gemässigte und kältere Zone annehmen, dass das Maximum der jährlichen Wärme in den Juli, das Minimum in den Januar fällt. Für Paris fand Bouvard, dass im Mittel von 20 Jahren das Maximum auf den 15. Juli, das Minimum auf den 14. Januar kommt. Für Brüssel bestimmte Quetelet das Maximum auf den 23. Juli und das Minimum auf den 20. Januar. Und Kämtz erhielt auf Grund mehrjähriger Beobachtungen für 12 Orte zwischen dem Persischen Meerbusen und Lappland das Maximum am 26. Juli und das Minimum am 14. Januar.

So verhält es sich durchschnittlich, während einzelne Jahre nic selten erhebliche Abweichungen von dem mittleren Gange der Wär mit sich führen. In manchen Jahren fällt das Maximum auf den Ju in andern auf den August. Einem ähnlichen Wechsel ist das Minimu unterworfen, das in manchen Jahren schon im December, in ande aber erst im Februar eintritt. Bekannt sind auch die Rückgäi der Temperatur, die im nördlichen Europa auf den Mai fallen. I Factoren, von welchen diese und andere Verhältnisse abhäng werden später gehörigen Orts zur Sprache kommen.

Hier sei noch bemerkt, dass es der Meteorologie einige Ve theile gewährt, wenn man die Jahreszeiten so abtheilt, dass d Maximum der Wärme in die Mitte des Sommers, das Minimum hi gegen in die Mitte des Winters fällt. Man erhält dann die s physischen oder meteorologischen Jahreszeiten im Gegensatze den astronomischen, welche in der oben (S. 61 f.) bezeichnet Weise durch die Aequinoctien und Solstitien abgegrenzt sind. Rücksicht der physischen Jahreszeiten hat man dann für den Frü ling die Monate: März, April, Mai, für den Sommer: Juni, Ju August, für den Herbst: September, October, November, und en lich für den Winter: December, Januar, Februar. Für die entspr chenden Zonen der südlichen Hemisphäre kehrt sich natürlich d Verhältniss um, indem dort z. B. die wärmste Jahreszeit auf unse Winter fällt. Auch gilt die Eintheilung nur für die gemässigte u kältere Zone, nicht für die Aequatorialgegenden, da ja hier in d jährlichen Periode zwei Maxima und zwei Minima der Wärme stat finden, jene zur Zeit der beiden Aequinoctien, diese zur Zeit d beiden Solstitien. Indessen lassen sich, ganz abgesehen von ein Eintheilung in Jahreszeiten, die Temperaturverhältnisse der Er oberfläche, wie sie in den einzelnen Monaten auftreten, bestimm und miteinander vergleichen.

B. Mittlere Temperaturen.

36. Um die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläch insbesondere um die Temperaturverhältnisse verschiedener Orte u Länderstriche im Vergleich zu einander näher kennen zu lernen; i es erforderlich, auf Grund einer hinreichenden Anzahl von Beobac tungen Mittelwerthe zu gewinnen, welche den gesetzlichen Charakt der Wärmeverhältnisse eines Ortes, frei von störenden Einflüsse

zu erkennen geben. An jedem Orte, namentlich in der gemässigten und kalten Zone, bringen die veränderlichen Witterungszustände zahlreiche Wechsel der Wärme herbei. Gleichwohl wird jedem Orte, je nach seiner Lage auf der Erdoberfläche, in Ansehung seiner Wärmeverhältnisse ein gewisser constanter Charakter zukommen, der sich jedoch nur im Mittel aus einer grossen Anzahl von Beobachtungen wird erkennen lassen. In dieser Beziehung sind nun mittlere Zahlenwerthe von besonderer Bedeutsamkeit. Dieselben verrathen, um einen Ausdruck Humboldt's zu gebrauchen, das Stetige in dem Wechsel und in der Flucht der Erscheinungen.

37. Von Wichtigkeit für jeden Ort sind die mittleren Temperaturen der einzelnen Monate und die mittlere des Jahres, zu deren Bestimmung aber die Kenntniss der mittleren Tagestemperaturen erforderlich ist. Die mittlere Temperatur eines Monates ist nämlich das arithmetische Mittel aus den mittleren Temperaturen aller Tage dieses Monates, und die mittlere Temperatur eines Jahres ist das arithmetische Mittel aus den mittleren Temperaturen aller 12 Monate desselben.

Hat man nun an einem Orte das Thermometer längere Zeit stündlich beobachtet, so wird das Mittel aus den Beobachtungen, welche auf die 24 Stunden eines Tages fallen, die mittlere Temperatur des letztern geben, indem man also die Werthe der beobachteten Thermometerstände addirt und die Summe durch die Anzahl der Beobachtungen (hier 24) dividirt. In Anbetracht jedoch, dass die Ausführung stündlicher Beobachtungen für die meisten Orte nicht thunlich ist, da ihre längere Fortsetzung die Vereinigung mehrerer Personen erfordert und überhaupt lästig erscheint, war man bemüht, vermittelst einer geringeren Anzahl von im Verlaufe eines Tages gemachten Beobachtungen das Ziel zu erreichen, wobei denn jene ausgedehnteren Beobachtungsreihen, die für eine gewisse Anzahl von Orten vorliegen, die Abweichung vom wahren Tagesmittel zu erkennen gaben.

Auf eine einfachere Weise gewinnt man nun die mittlere Tageswärme, wenn man z. B. das Mittel aus drei Thermometerständen nimmt, von denen der erste zur Zeit des Sonnenaufganges, der zweite um 2 Uhr Nachmittags und der dritte bei Untergang der Sonne beobachtet ist. Oder man beobachtet das Thermometer in mehreren gleichnamigen Stunden, etwa um 8 und 9^h Morgens und um 8 und 9^h Abends, oder statt dessen um 4^h und 10^h Morgens

und um 4^h und 10^h Abends. Der arithmetische Durchschnitt aus diesen vier Beobachtungen (zu 4^h und 10^h Morgens und Abends) gibt, nach Brewster [1]), das Tagesmittel bis auf $\frac{1}{10}^0$ genau. Ausserdem hat man noch verschiedene andere Combinationen versucht, die gleichfalls zu brauchbaren Resultaten führten. So namentlich folgende: 7 Uhr Morgens, Mittags und 10^h Abends, ferner 6^h Morgens, 2^h Nachmittags und 10^h Abends, oder 6^h Morgens, 3 Uhr Nachmittags und 9^h Abends, oder 7^h Morgens, 2^h Nachmittags und 9 Uhr Abends. Die letzte Combination, von der Meteorologischen Gesellschaft zu Mannheim in Vorschlag gebracht, wird an vielen Orten der Vereinigten Staaten Nordamerika's benutzt, und ist auch von Dove als zweckmässig anerkannt. — Der Veranschaulichung wegen stellen wir mehrere der gedachten Combinationen in Formeln hin, die zur Berechnung der mittleren Tageswärme dienen können. Die betreffenden Beobachtungsstunden sind mit römischen Ziffern bezeichnet, an deren Stelle man sich die beobachteten Thermometerstände zu denken hat. Nach den gemachten Angaben hat man denn die Formeln: $\frac{VII + XII + X}{3}$; $\frac{VI + II + X}{3}$; $\frac{VI + III + IX}{3}$; $\frac{VI + II + VIII}{3}$; $\frac{VIII + IV + XII}{3}$; $\frac{VII + II + IX}{3}$; $\frac{VII + II + 2.IX}{4}$; $\frac{IV + X + IV + X}{4}$; $\frac{VIII + IX + VIII + IX}{4}$.

Bezüglich der Combination $\frac{IV + X + IV + X}{4}$ haben wir bereits bemerkt, dass sie das Tagesmittel bis auf $\frac{1}{10}^0$ genau gibt. H. Schlagintweit [2]) empfiehlt die Combination $\frac{VI + II + X}{3}$, die auch Mahlmann [3]) als vortheilhaft erachtete. Indessen sind die Beobachtungsstunden 7, 2 und 9 Uhr bequemer einzuhalten, wie sie denn auch vielfach im Gebrauche sind. Die mittlere Tageswärme ergibt sich dann aus der Formel $\frac{VII + II + 2.IX}{4}$.

---

[1]) Edinb. Journ. of science, T. IX.

[2]) Physik. Geographie u. Geologie der Alpen von A. u. H. Schlagintweit. Leipzig 1851; — Poggend. Ann. Bd. XCII. S. 467.

[3]) Dove's Repert. d. Physik, Bd. IV. S. 9. Daselbst findet sich auch eine von Mahlmann entworfene tabellarische Uebersicht der Abweichung des Mittels einzelner Stunden vom wahren Tagesmittel im jährlichen Durchschnitt.

Eine andere, von A. v. Humboldt [1]) hervorgehobene und auf dem Pariser Observatorium benutzte, Methode besteht darin, dass man mit Hilfe eines Register - Thermometers (Thermometrographen [2])) das tägliche Maximum und Minimum der Temperatur aufsucht und aus beiden das arithmetische Mittel nimmt. Nach dieser Methode ergeben sich jedoch grössere Abweichungen vom wahren Tagesmittel. Es zeigte sich, dass das Mittel aus den beiden Extremen der Temperatur die wahre mittlere Tageswärme, wie sie aus dem Durchschnitte stündlicher Beobachtungen resultirt, stets um einige Zehntel übersteigt. Zur Berechnung der mittleren Tagestem-

---

[1]) Kleinere Schriften, Bd. I. S. 231.

[2]) Der Thermometrograph von Rutherford, welcher die höchste und niedrigste Temperatur, die während irgend eines Zeitraumes stattgefunden, anzeigt, besteht aus zwei an derselben Fassung befestigten Thermometern. Beide liegen horizontal und sind mit ihren Kugeln entgegengesetzt gerichtet. Das eine ist ein Quecksilber-, das andere ein Weingeistthermometer. In der Röhre des ersteren liegt vor dem Quecksilber ein kleiner Cylinder aus Stahl, welchen die Quecksilbersäule bei steigender Temperatur vor sich her treibt und bei abnehmender an seiner Stelle liegen lässt. Aus der letzteren ergibt sich dann das Maximum der Temperatur, welches während einer gewissen Zeit vorgekommen ist. In der Röhre des Weingeistthermometers ist dagegen ein stecknadelartiger Stift aus Glas angebracht, der mit der Spitze nach der Kugel und mit dem Knopfe nach der Oberfläche der Flüssigkeit hin sich ganz im Weingeiste befindet. Zieht sich nun der letztere bei einer Temperaturerniedrigung zusammen, so nimmt er den Stift gegen die Kugel der Röhre hin mit, während im Falle einer Temperaturerhöhung die Flüssigkeit an dem Stifte vorbeigeht, ohne ihn fortzuschieben. Daher erfährt man aus der Lage des Stiftes das Minimum der Temperatur. Nachdem der Apparat in Rücksicht einer gewissen Periode seinen Dienst verrichtet, werden beide Stifte durch Drehung der Platte, welche beide Thermometer trägt, wieder in die richtige Lage gebracht. — Rezüglich des Quecksilber- oder Maximumthermometers hat man den Uebelstand erkannt, dass der Stift beim Transporte leicht in das Quecksilber geräth, wie auch, dass er nach längerem Gebrauche schwer losreisst oder das Quecksilber sich bei ihm vorbeidrängt. Zweckmässiger ist das Maximumthermometer von Zambra und Negretti, dessen Röhre dicht über der Kugel rechtwinkelig umgebogen ist. In der Umbiegungsstelle befindet sich ein mit umgebogener und dadurch festgeklemmter Glasstift, welcher einen sehr feinen Kanal für das sich ausdehnende Quecksilber übrig lässt. Das letztere trennt sich an dieser Stelle bei horizontaler Lage des Instrumentes, wenn die Temperatur abzunehmen beginnt, so dass man dann die Ablesung des Maximum unmittelbar an dem Ende des getrennten Quecksilberfadens vornehmen kann. Neigt man das Instrument dergestalt, dass die Kugel nach unten zu stehen kommt, so vereinigt sich der getrennte Faden wieder mit dem Quecksilber in der Kugel. — S. über diese Vorrichtung Dove: Monatsber. d. Berl. Akademie 1855, u. Pogg. Ann. Bd. XCIX. S. 336.

peratur aus dem beobachteten Maximum und Minimum benutzten Hällström [1]) und Kämtz [2]) die Formel $t = m + c(M - m)$, in welcher t die gesuchte Mitteltemperatur, M das Maximum, m das Minimum und c einen für die einzelnen Monate veränderlichen Coefficienten bedeutet, der im jährlichen Mittel $= 0{,}47$ ist. Zu gleichem Behufe stellte H. Schlagintweit die Formel $t = 0{,}4\,M + 0{,}5\,m + 0{,}11\,.\,IX$ auf, worin M und m dieselbe Bedeutung wie zuvor haben, und IX den Thermometerstand um 9 Uhr Morgens bezeichnet.

38. Hat man die mittleren Temperaturen aller Tage eines Jahres gewonnen, so ergeben sich leicht die mittleren Temperaturen der einzelnen Monate, die denn auch, wenn man aus ihnen allen den arithmetischen Durchschnitt nimmt, zur mittleren Temperatur des Jahres führen. Die letztere sucht man auch auf die Weise zu gewinnen, dass man das Thermometer im Verlaufe des Jahres Tag für Tag zu einer und derselben Stunde, z. B. um 9 Uhr Morgens, beobachtet und aus allen diesen Beobachtungen das Mittel berechnet. So geschah es im Jahre 1829 auf dem Pariser Observatorium. Die Resultate gibt nachstehende Tabelle, deren erste Columne die wahren Monatsmittel aus stündlichen Beobachtungen, die zweite hingegen die Mittel aus Beobachtungen um 9 Uhr Morgens enthält.

Monate	Mittlere Monatstemperat.	
	Wahre	Aus Beob. um 9^h Morg.
Januar	— 2,0°	— 2,6°
Februar	+ 2,7	+ 2,6
März	+ 5,7	+ 5,6
April	+ 9,8	+ 11,1
Mai	+ 14,9	+ 16,4
Juni	+ 17,1	+ 19,1
Juli	+ 18,6	+ 19,3
August	+ 17,0	+ 18,3
September	+ 13,7	+ 15,0
October	+ 10,0	+ 9,9
November	+ 4,7	+ 4,2
December	— 3,5	— 4,1
Jahresmittel	+ 9,1°	+ 9,6°

[1]) Poggend. Ann. Bd. IV. S. 378. — [2]) Meteorologie Bd. I. S. 97.

Nach der ersten Methode beträgt also die mittlere Jahrestemperatur 9,1°, nach der zweiten 9,6°, so dass der Unterschied einen ½° ausmacht. Dagegen ergeben sich in Rücksicht der Monatsmittel, wie man aus der Tabelle erkennt, grössere Differenzen, und zwar so, dass die aus den Beobachtungen um 9ʰ Morgens bestimmten Mittel für die wärmeren Monate höher, für die kälteren hingegen niedriger sind als die wahren Monatsmittel. — Anstatt der Beobachtungen um 9ʰ Morgens könnte man auch die um 7ʰ Nachmittags mit Vortheil benutzen, um das Jahresmittel zu gewinnen. Oder man combinirt, um eine grössere Annäherung zu erreichen, die Beobachtungen mehrerer Stunden (s. S. 67 f.), etwa zweier gleichnamigen: so 6ʰ Morgens und 6ʰ Abends; 7ʰ M. und 7ʰ Ab.; 9ʰ M. und 9ʰ Ab.; 10ʰ M. und 10ʰ Abends.

Da die Wärme eines Ortes in der gemässigten Zone während der einen Hälfte des Jahres höher, während der anderen aber niedriger als die mittlere Jahrestemperatur ist, so wird die letztere in der jährlichen Periode zweimal erreicht werden müssen. Dies geschieht für die nördlich gemässigte Zone im April und October. Daher können denn auch die mittleren Temperaturen dieser beiden Monate, wie bereits A. von Humboldt [1]) hervorgehoben hat, zur Bestimmung der mittleren Jahreswärme benutzt werden. Doch gibt die mittlere Temperatur des April allein einen etwas zu geringen, hingegen die des October einen etwas zu hohen Werth. Nimmt man aber aus den mittleren Temperaturen beider Monate den Durchschnitt, so resultirt das Jahresmittel mit hinreichender Genauigkeit. Auch das Mittel aus den Temperaturen des kältesten und wärmsten Monates stimmt [2]) mit der mittleren, aus den zwölf monatlichen Mitteln erhaltenen, Jahreswärme sehr nahe überein.

39. Die Monatsmittel eines Ortes zeigen in verschiedenen Jahren öfter erhebliche Unterschiede. Bestimmt man für einen Ort die mittlere Temperatur eines und desselben Monates, selbst nach stündlichen Beobachtungen, zu wiederholten Malen, so wird sich in Rücksicht verschiedener Jahre nicht selten eine beträchtliche Differenz herausstellen [3]), die nach den bis jetzt darüber gewonnenen

---

[1]) Kleinere Schriften. Bd. I. S. 279.

[2]) s. Dove, Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berl. 1852. S. 15.

[3]) In Hinsicht auf die Abweichungen monatlicher Mittel in einzelnen Jahren s. Dove's Repertorium der Physik, Bd. III. S. 383 f., wo sich eine Tafel befindet,

Ergebnissen auf 9° steigen kann. Eine geringere Veränderlichkeit zeigen die aus den Monatsmitteln abgeleiteten Jahresmittel eines Ortes, deren Unterschied selten mehr als 2° beträgt. Will man daher die wahre Mitteltemperatur eines Monates erfahren, so scheint es erforderlich, die mittlere Temperatur desselben für eine längere Reihe von Jahren zu bestimmen und aus allen diesen Werthen das arithmetische Mittel zu nehmen. Aber auch die wahre mittlere Temperatur eines Ortes wird sich erst aus dem Durchschnitt einer grösseren Anzahl von Jahresmitteln ergeben, da die Einflüsse, welche Luftströmungen und die sie begleitenden wässerigen Niederschläge auf die Temperatur eines Ortes äussern, sich innerhalb eines Jahres noch nicht ausgleichen.

40. Man erkennt nun leicht, von welchem Werthe es sein muss, eine Methode zu besitzen, mittelst deren man Beobachtungen, die nur wenige Jahre umfassen, so verbessern kann, dass sie als Mittelwerthe längerer Zeiträume angesehen werden können. Eine solche Methode ist von Dove festgestellt worden. Zur Auffindung derselben diente die Erkenntniss des Umstandes, dass grössere Abweichungen von den mittleren normalen Temperaturverhältnissen nie local auftreten, sondern über ausgedehntere Strecken verbreitet sind. Um aber die Frage zu entscheiden, ob zeitweilige, ungewöhnliche Temperaturverhältnisse mehr oder minder local seien, oder sich über grosse Strecken der Erde verbreiten, bestimmte Dove zuvörderst aus dem Zeitraume von 1797—1804, 1801—1824, August 1800 — Juli 1830, und 1828—1834 die mittleren monatlichen Temperaturen für eine gewisse Anzahl von Orten, und verglich die Abweichung jedes einzelnen Monats in den einzelnen Jahren eines bestimmten Zeitraumes mit dem vieljährigen Mittel desselben Monats [1]). Es fand sich, dass alle erheblichen Abweichungen nicht vereinzelt auftreten, vielmehr derselbe Witterungs-

---

in welcher die in längeren Zeiträumen beobachteten Unterschiede der höchsten und niedrigsten Werthe der Mittelwärme jedes einzelnen Monates und des Jahres verglichen sind.

[1]) Im Ganzen wurde für einen Zeitraum von 115 Jahren (1729 — 1843) der thermische Witterungsgang bestimmt; — s. Abhandl. der Berliner Akademie; 1838, 1839, 1842, 1845 (bei Reimer als besonderes Werk erschienen). In diesen Abhandlungen findet sich auch das vollständige Beobachtungsmaterial von 700 Stationen.

charakter über grosse Erdstrecken verbreitet ist, dergestalt, dass die Abweichung an einer bestimmten Stelle als Maximum erscheint, sich dann mit zunehmender Entfernung von dieser Stelle immer mehr vermindert und durch Stellen, wo die Verhältnisse normal sind, in ein entgegengesetztes Extrem übergeht, durch welches das erste derartig ergänzt wird, dass die zu einer bestimmten Zeit des Jahres auf der Erde verbreitete Wärmesumme eine constante Grösse ist, die jedoch in Rücksicht der Werthe, die sie zusammen bilden, in verschiedenen Jahren sehr ungleich vertheilt erscheint.

Sind nun die thermischen Abweichungen einzelner Jahre von dem normalen Mittelwerthe, wie derselbe aus Beobachtungen eines langen Zeitraumes resultiren würde, allgemeiner Natur, so lässt sich, wenn für einen Ort eine lange Beobachtungsreihe vorliegt, die aus den Beobachtungen weniger Jahre bestimmte mittlere Temperatur eines benachbarten Ortes auf den wahren Mittelwerth zurückführen. Man bestimmt nämlich zunächst für den ersten Ort die Mitteltemperatur für denselben Zeitraum, auf welchen sich die Beobachtungen am zweiten erstrecken, und zieht hierauf dieselbe von der wahren (normalen) Mitteltemperatur des ersten Ortes ab. Die erhaltene Zahl wird dann als Correction an die bereits gefundene Temperatur des zweiten Ortes angebracht. Es kommt also darauf an, dass man bezüglich solcher Orte, für welche längere Beobachtungsreihen vorliegen, die Werthe dieser Correctionszahlen ermittelt. Dies ist nun von Dove für eine gewisse Anzahl von Orten, die in Hinsicht auf die verschiedenen klimatischen Verhältnisse als Normalstationen gelten können, geschehen, in der Weise also, dass er aus dem vorhandenen Beobachtungsmaterial die Verbesserungen bestimmte, welche für benachbarte Orte an die aus Beobachtungen zu gewissen Tagesstunden erlangten Mitteltemperaturen einzelner Monate und des Jahres anzubringen sind, um die wahren Mittelwerthe zu gewinnen.

41. Wäre die Erdoberfläche durchweg von homogener Beschaffenheit, auch ohne Erhöhungen und Vertiefungen, so würde es keine erhebliche Schwierigkeit finden, die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche mathematisch zu bestimmen. Die Wärme müsste dann vom Aequator nach den Polen hin ziemlich regelmässig abnehmen, und würde für alle Orte auf demselben Parallel- oder Breitenkreise von gleicher Grösse sein; dieselbe wäre lediglich eine Function der Breite. Nun ist aber die Erdoberfläche, wie

bekannt, keineswegs von so homogener Beschaffenheit; vielmehr gibt es eine Menge verschiedener Factoren, welche auf die Vertheilung der Wärme Einfluss haben; daher selbst Orte auf demselben Parallelkreise sehr ungleiche Temperaturverhältnisse darbieten können. Dessenungeachtet bringt es das Stellungsverhältniss der Erde zur Sonne mit sich, dass die Temperatur im Allgemeinen vom Aequator nach den Polen hin abnimmt, so dass denn auch dieselbe immerhin noch, — nur, wegen der sonstigen Einflüsse nicht ausschliesslich, — eine Function der Breite ist. Unter der Voraussetzung, dass die Wärme dem Quadrate des Cosinus der Breite proportional abnehme, gab T. Mayer [1]) zur Bestimmung der mittleren Temperatur eines Ortes die Gleichung $t = a + b \cos \varphi^2$, wo t die der geographischen Breite φ entsprechende mittlere Temperatur ist, und a und b zwei durch Beobachtungen zu bestimmende Constanten sind. Von dieser Formel machte Kämtz [2]) Gebrauch zur Bestimmung des Ganges der sog. Isothermen (Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur) innerhalb gewisser Breitengrenzen. Da indess im Hinblick auf die besonderen Einflüsse, welche die Temperaturverhältnisse eines Ortes bestimmen, ein gemeinsamer Ausdruck für die Temperaturabnahme auf verschiedenen Länderstrichen zwischen dem Aequator und dem Pole nicht wohl aufgestellt werden kann, so trennte Kämtz zunächst die unter den Tropen und in der Nähe liegenden Orte von den übrigen, um durch Aufstellung einzelner Ausdrücke mit verschiedenen Constanten (in Bezug auf verschiedene Zonen) dem Ziele näher zu kommen.

Zu demselben Behufe stellte Brewster [3]) eine Formel auf, in welcher die Temperaturabnahme dem einfachen Cosinus der Breite proportional angenommen wird. Diese Formel ist $t = 81{,}5^{\circ} \cos \varphi$, wo t die der Breite φ entsprechende Temperatur bezeichnet, und 81,5° F. (= 27,5° C.) die mittlere Temperatur des Aequators sein soll. Für 30 zwischen dem Aequator und Uleo unter 65° 3′ N. Br. gelegene Orte gewährten die nach dieser Formel berechneten Werthe mit dem beobachteten eine gute Uebereinstimmung. Es ergab sich, dass die mittlere Wärme der Orte an der Westküste des alten Continents auf einem Länderzuge, welcher vom Aequator aus von Fun-

[1]) Opera inedita, 1774. T. I.; s. auch Lambert, Pyrometrie 1779.

[2]) Lehrb. d. Meteorologie, 1832. Bd. II.

[3]) Edinb. Philos. Transact. T. IX. p. 201.

chal bis Cairo reicht, Italien und Frankreich in sich fasst, durch die Niederlande über England hinläuft und dann die skandinavische Halbinsel bis Uleo einschliesst, durch die Formel $t = 81{,}5^0 \cos\varphi$ annähernd bestimmt werden kann. — Ausserdem stellte Brewster im Hinblick auf den Umstand, dass es auf der nördlichen Hemisphäre wahrscheinlich zwei Kältepole, d. h. zwei Orte niedrigster mittlerer Jahrestemperatur gebe, noch zwei andere Formeln zur Bestimmung der mittleren Temperatur eines Ortes auf, in welchen anstatt des Abstandes vom Aequator oder statt der geographischen Breite der Abstand von den betreffenden Kältepolen eingeführt ist, von denen der eine auf dem asiatischen Continent (Sibirien), der andere im Norden Amerikas liegen soll. Die grösste Uebereinstimmung zwischen den beobachteten und berechneten Werthen fand Brewster bei der Annahme, dass die mittlere Temperatur des asiatischen Kältepols 1° F. (— 17,22° C.), die des amerikanischen — 3,5° F. (— 19,7° C.) sei. Für Orte, deren Temperatur aus ihrem Abstande vom asiatischen Pol bestimmt werden soll, gilt dann die Formel $t = 81{,}8^0 \sin\vartheta + 1^0$, hingegen für solche, deren Temperatur aus ihrem Abstande vom amerikanischen Pole zu suchen ist, die Formel $t = 86{,}3^0 \sin\vartheta - 3{,}5^0$, wo ϑ beziehungsweise den Abstand vom asiatischen oder amerikanischen Kältepol bezeichnet [1]).

Von der Breite von 60° an lässt sich, nach Dove [2]), die mittlere Wärmeabnahme sehr genau durch die Formel $t = -12{,}6^0 + 47\cos^2\varphi$ darstellen, wo t die der Breite φ entsprechende mittlere Jahreswärme ist.

42. Gelegentlich wollen wir hier einer Formel gedenken, die in der Meteorologie vielfach im Gebrauche ist. Wie schon bemerkt, lässt sich an jedem Orte der mittlere Gang der Wärme für einen bestimmten Zeitraum (Tag, Monat, Jahr) durch eine Curve darstellen, deren Abscissen den Zeiten und deren Ordinaten den zugehörigen Temperaturen entsprechen. Man kann nun, da die Wärme nach periodisch wiederkehrenden Werthen fortschreitet, den Werth der Ordinate für eine gegebene Abscisse sehr wohl durch trigono-

---

[1]) In Rücksicht einer Modification, die Brewster später an dieser Formel vorgenommen, s. Poggend. Ann. Bd. XXI. S. 328. — Auf die sog. Kältepole werden wir weiterhin zurückkommen.

[2]) Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche. Erläutert durch Isothermen, thermische Isanomalen und Temperaturcurven. Berlin 1852. S. 13 f.

metrische Functionen zur Darstellung bringen. Die Formel dafür ist $t_x = t + a \sin(x + \alpha) + a' \sin(2x + \alpha') + a'' \sin(3x + \alpha'') + ..$, wo t_x die Ordinate oder Temperatur für die betreffende Abscisse, d. h. für die in Grade ausgedrückte Zeitepoche x ist. Die ganze Periode, auf welche sich der Gang der Wärme bezieht, wird $= 360^0$ gesetzt. Handelt es sich z. B. um den mittleren täglichen Gang der Wärme, so hätte man 24 Stunden $= 360^0$ zu setzen, und x wäre dann $= 15^0$. Die Zahl t ist die mittlere Temperatur der betreffenden Epoche, während a, a', a'',.., sowie α, α' α'',.. constante Grösen sind, die man aus den zu gewissen Epochen gefundenen Temperaturen zu bestimmen hat. Indem man nun so die Tagesstunde als Abscisse und die ihr zugehörige Temperatur als Ordinate betrachtet, bildet die durch die Endpunkte der gewonnenen Ordinaten gezogene Linie eine Curve, welche im Ganzen den mittleren täglichen Gang der Wärme darstellt.

In ganz ähnlicher Weise lässt sich die Formel auch zur Darstellung des periodischen Ganges anderer meteorologischer Elemente, des atmosphärischen Luftdruckes, der Feuchtigkeit, etc. verwenden.

C. Isothermen.

43. Die Kenntniss von den mittleren Temperaturen vieler Orte der Erdoberfläche hat man zur Construction gewisser Linien benutzt, um sich durch dieselben die Art und Weise, wie die Luftwärme auf der Erdoberfläche vertheilt ist, näher zu veranschaulichen. Zunächst begegnen wir hier den von A. v. Humboldt eingeführten Isothermen (von ἴσος, gleich, und θερμός, warm), nämlich den Linien, welche auf derselben Erdhälfte Orte gleicher mittlerer Jahrestemperatur mit einander verbinden. So ist die Isotherme von 20^0 z. B. eine Linie, welche alle Orte miteinander verknüpft, deren mittlere Jahrestemperatur 20^0 beträgt. Die Tafel I. zeigt die von Humboldt gegebenen Jahresisothermen (nach Berghaus: Physikalischer Atlas). Dieselben bilden ein System von Linien, welche meist unregelmässig gekrümmt durch Orte von verschiedener geographischer Breite gehen, daher keineswegs mit den Parallelkreisen zusammenfallen, wohl aber zum Theil ähnlich wie diese sich um die Erdoberfläche herumziehen. Die Krümmungen (Inflexionen) dieser Linien nehmen zu, je weiter man sich, namentlich auf der nördlichen Hemisphäre, vom Aequator entfernt, was

damit zusammenhängt, dass die störenden Ursachen, welche die ungleiche Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche und daher auch die Abweichung der Isothermen von den geographischen Parallelkreisen bedingen, mit wachsender Breite sich vermehren. Nach dem Aequator hin fallen die Isothermen mehr mit den Parallel- oder Breitenkreisen zusammen; doch machen sich in der Nähe des Aequators eigenthümliche Verhältnisse geltend. Nach Dove's [1]) Darstellung verflachen sich auf beiden Erdhälften die Jahresisothermen, wenn man sich der äusseren Grenze der Passatwinde nähert. Ihre Krümmung nimmt von da zu nach beiden Seiten, sowohl nach dem Aequator als nach den Polen hin. Das feste Land wird nämlich unter den Tropen im Jahresmittel heisser als das Meer, wogegen in der gemässigten und kalten Zone das Umgekehrte geschieht; daher gibt es eine bestimmte geographische Breite, in welcher es, abgesehen von dem Einfluss der Meeresströmungen, keinen Unterschied macht, ob die Grundfläche der Atmosphäre fest oder flüssig ist.

An den Westküsten der Continente sieht man die Isothermen höher nach Norden aufsteigen als an den Ostküsten, was die Bedeutung hat, dass in gleicher Breite die mittlere Jahrestemperatur an den Westküsten höher als an den Ostküsten ist.

44. Hie und da erleiden die Isothermen eine Spaltung oder Gabelung, bilden auch stellenweise geschlossene Curven, die beschränktere Räume höherer oder tieferer Temperatur umschliesen. Dergleichen finden sich in der Tropenzone als Räume höchster Temperatur. Mit der Annäherung an den Nordpol sollen sich die Jahresisothermen, nach einer gangbaren, von Brewster veranlassten, Vorstellung, zu einer Art Lemniscate gestalten und schliesslich in zwei geschlossene Curven theilen, deren Mittelpunkte, als Punkte tiefster Temperatur, unter dem Namen Kältepole bekannt sind. Dieselben liegen weit auseinander: der eine in Sibirien in der Nähe des Cap Taimura, der andere nördlich von der Barrowstrasse in Amerika. Nach Brewster's Bestimmung fällt der erstgenannte, asiatische Kältepol etwa auf 79,5° N. B. und 120° östlicher Länge (von Paris), und der zweite, amerikanische auf 78° Br. und 97°

[1]) Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche, 1852. S. 22. — Auf eine daselbst befindliche Charte der Jahresisothermen (in der Polarprojection) sei hier besonders verwiesen.

westl. Länge; die Mitteltemperatur des ersteren soll — 17,22° C., und die des letzteren — 19,7° C. betragen. Hiernach ist nun die Temperatur des Nordpols nicht die tiefste der nördlichen Hemisphäre. Kämtz glaubte dieselbe auf — 8° schätzen zu müssen, wogegen Arago [1]) sie beträchtlich tiefer annimmt. Letzterer stützte sich dabei auf Beobachtungen, die man im hohen Norden anstellte, und schloss daraus auf eine Temperatur von — 32° C., falls das Festland von Grönland bis zum Pole reiche, dagegen auf eine solche von — 18°, wenn sich das Meer bis zum Pole erstrecke. Dass sich in beiden Fällen verschiedene Werthe ergeben müssen, ist ersichtlich, weil die Abnahme der mittleren Jahreswärme über dem Meere langsamer erfolgt als im Innern der Continente; daher der höhere Temperaturwerth im zweiten Falle. Das Mittel aus beiden Werthen ist — 25° C.; und dies wäre nach Arago die ungefähre Temperatur des Nordpoles. Kämtz suchte die in Rede stehende Temperatur durch den Verlauf dreier isothermischen Linien zu bestimmen. Aus einer dieser Linien, die durch Schottland und Irland geht, fand er die Temperatur des Pols = — 8,35° C., aus der anderen, an der Westküste von Amerika hinlaufenden zu — 7,38° und aus der dritten an der Ostküste Asiens zu — 8,75°; daher im Mittel — 8° C. Brewster [2]) fand sie = — 11,7° C.; und nach Dove's [3]) Untersuchung über die mittlere Wärmeabnahme nach dem Pole hin lässt sich dieselbe zu — 13,2° R. oder zu — 16,5° C. annehmen. Die Monatswärme des Pols erreicht, nach demselben, im Juli fast den Thaupunkt, sinkt aber im Januar 26° unter denselben herab. Im Uebrigen hat Dove [4]), im Hinblick auf die Thatsache, dass die Temperaturabnahme im stillen Ocean in der Nähe des arktischen Meeres viel bedeutender ist als über dem atlantischen Ocean, es höchst wahrscheinlich gemacht, dass die kälteste Region der Erde nicht aus zwei voneinander geschiedenen Gebieten besteht, sondern vielmehr, als ein zusammenhängendes Ganze, in Beziehung auf den Drehungspol der Erde dergestalt unsymmetrisch liegt, dass

---

[1]) Annal. de chim. et phys. T. XXVII. p. 434.

[2]) Edinb. Journ. of science. N. ser. T. VIII. p. 316.

[3]) Verbr. d. Wärme etc. S. 13 f.

[4]) a. a. O. S. 22 f.; u. Verbreitung d. Wärme in d. nördl. Hemisphäre innerhalb des 40. Breitengrades. Auf zwei von H. Kiepert entworf. Karten dargestellt u. erläutert von Dove. Berlin 1855.

sie von Europa aus hinüber gedrängt erscheint nach der Stelle des Eismeeres, welches die nördlichen Ufer der östlichen Seite von Asien und der westlichen von Nordamerika bespült. Indessen will Dove hiermit nicht gesagt haben, dass nicht innerhalb der zusammenhängenden kältesten Stelle mehrere relative Maxima der Kälte hervortreten können.

45. Man hat auch versucht, die heissesten Orte der verschiedenen Meridiane, nämlich die Punkte grösster mittlerer Jahreswärme, miteinander durch eine Linie zu verbinden, um auf solche Weise einen Wärmeäquator zu gewinnen, der auf der Karte I. als Isotherme von 28° aufgeführt ist. A. von Humboldt bestimmte die mittlere Temperatur unter dem Aequator (im Niveau des Meeres) zu 27,5° C. Dieselbe Aequatorial-Temperatur fand Brewster für Asien und Amerika, für Afrika hingegen 28,22°. Der Wärmeäquator fällt mit dem geographischen Aequator, welcher letztere nicht die wärmste Linie der Erdoberfläche ist, keineswegs zusammen, obschon er sich nach v. Humboldt's Bestimmungen ziemlich in dessen Nähe hält, ohne aber demselben parallel zu verlaufen. Nach der Darstellung von Berghaus steigt der Wärmeäquator auf der nördlichen Halbkugel an der Ostküste des Festlandes bis 15° N. Br., auf der südlichen hingegen nur bis $6\frac{1}{2}$° S. Br. Die Durchschnittspunkte des Wärme- und Erdäquators sollen sein: in der westlichen Halbkugel bei 155° westl. Länge (von Paris) im Meridian der Sandwich-Insel Hawaii, in der östlichen bei 102° östl. Länge im Meridian von Singapore. Den mittleren Werth der Temperatur dieses Wärmeäquators nimmt Berghaus im Durchschnitt auf der ganzen Erdoberfläche zu 28,4° an.

Indessen wurde von Mahlmann [1]), nach einer Durchsicht der Beobachtungsjournale der Seefahrer, darauf hingewiesen, dass es auf den beiden grossen Oceanen zwei Linien grösster Luftwärme gibt, die eine nördlich vom Aequator, die andere südlich davon und demselben näher. Fast ohne Ausnahme zeigte sich in den Beobachtungsjournalen, deren Mahlmann eine grosse Anzahl benutzte, dass, zu welcher Stunde auch beobachtet sein mochte, die Seefahrer in der Nähe des Aequators zweimal eine Linie grösster Wärme durchschnitten, oder in einigen Fällen, dass die Temperatur von einer

[1]) Dove's Repert. d. Physik. Bd. IV. S. 159 ff.

wärmsten Linie nicht stetig abnahm. Nach Boussingault's Beobachtungen in Südamerika und Mahlmann's Berechnungen der Mitteltemperaturen besitzen die beiden Linien grösster Wärme im N. und S. der Gegend zwischen der Bai de Cupica und dem Golf von Guayaquil 27 bis 27½° oder eine mindestens um 1 bis 1½° höhere Temperatur, als die Gegend am Aequator selbst. An der Ostküste desselben Erdtheils nimmt die Temperatur ebenfalls von Maracaybo etc. nach Süden (SO.) ab, erreicht zu Paramaribo und Cayenne einen vielleicht über 2° geringeren Werth, und nimmt südlich von der Amazonenmündung (San Luis do Maranhão) wieder zu. Eine weitere Bestätigung fand Mahlmann in Hinsicht auf Vorder- und Hinterindien, den Sunda-Inseln, etc. Von Madras südlich und noch mehr südöstlich bis zum Aequator sinkt die Wärme um mehr als einen Grad, und nimmt von der südlichen Halbinsel Hinterindiens gegen Batavia wieder merklich zu. Schliesslich hielt es Mahlmann für wahrscheinlich, dass die Linien grösster mittlerer Wärme, indem sie im Innern der Continente in sich zurücklaufende, geschlossene Curven bilden, mit der Entfernung von den West- und Ostküsten die Meridiane in wachsender geographischer Breite schneiden, und dass daher die wärmsten Linien in verschiedenen horizontalen Abständen vom Meeresgestade nicht einer Isotherme angehören, sondern eigene Curven bilden. Mindestens lässt sich aus Mahlmann's Mittheilung so viel entnehmen, dass ein eigentlicher Wärmeäquator, d. h. eine Isotherme höchster mittlerer Jahrestemperatur, die als continuirliche Linie rings um die Erde gehen soll, wahrscheinlich gar nicht existirt. Nähere Aufschlüsse über die Wärmeverbreitung in der Tropenzone geben die später hervorzuhebenden Monatsisothermen von Dove.

46. Bemerkt sei hier noch, dass die Tropenzone Afrikas insgemein als die heisseste Gegend der Erde betrachtet wird. Der heisse Erdgürtel in Afrika ist etwa um 1,2° wärmer als Südasien, und um 2,3° wärmer als die Küstenländer im tropischen Amerika bestimmt. Die Tropen Asiens sind um 1,1° wärmer als die Tropen Amerika's; ferner die tropischen Küstenländer der alten Welt um 1,6° wärmer als die tropischen Küstenländer des Neuen Continents; und endlich hat man die Tropenzone des Grossen Oceans, im stromfreien Meere, um 1¼° wärmer als die gleichnamige Zone des Atlantischen Oceans gefunden.

Im Fortschritt vom Aequator nach dem Nordpol nehmen die mittleren Jahrestemperaturen ungefähr so, wie nachstehende Tabelle zeigt, ab.

N. B.	Westl. Theil des Alten Continents.	Oestl. Theil des Neuen Continents.
von 0° bis 20°	um 2°	2°
20 — 30	4	6
30 — 40	4	7
40 — 50	7	9
50 — 60	5,5	7,4
von 0° — 60°	um 22,5°	31,4°.

Man erkennt, dass die Wärmeabnahme zwischen dem 40 und 45° am schnellsten geschieht. Hier finden sich die Stellen, wo das Gebiet des Weinbaues an das der Oelbäume und Orangen grenzt. Nirgend anders auf dem Erdboden, bemerkt v. Humboldt [1]), sieht man (von N. gegen S. fortschreitend) die Wärme bedeutender mit der geographischen Breite zunehmen; nirgend anders auch folgen die verschiedenartigsten vegetabilischen Producte als Gegenstände des Garten- und Ackerbaues schneller aufeinander.

47. Was die Isothermen der südlichen Hemisphäre betrifft, so laufen dieselben, wie ein Blick auf die Isothermenkarte lehrt, im Ganzen weit mehr als auf der nördlichen parallel mit den Breitenkreisen, was für eine gleichmässigere Verbreitung der Wärme auf jener Erdhälfte spricht. Im Uebrigen lässt sich erkennen, dass die Isothermen in der heissen Zone zwischen dem Aequator und 40° S. Br. die Westküsten näher dem Aequator als die Ostküsten durchschneiden, was namentlich bei Südamerika recht auffallend ist. Dies hat die Bedeutung, dass jene Küsten auf gleicher Breite kälter als diese sind. Ein ziemlich ähnliches Verhalten bietet die nördliche Hemisphäre in dem heisseren Gürtel, wogegen in höheren Breiten die Westküsten wärmer als die Ostküsten erscheinen. Weiter nach Süd hin laufen aber die Isothermen der südlichen Hemisphäre den Breitenkreisen nahe parallel.

48. Hervorzuheben ist noch besonders, dass man bei der Construction der besprochenen Isothermen, deren Gestalt natürlich

---

[1]) Pogg. Ann. Bd. XI. S. 1 ff.; Kosmos Bd. I. S. 340 f.; Kleinere Schrift. Bd. I. S. 237.

nicht allzu verwickelt ausfallen darf, wenn sie Anschaulichkeit in Hinsicht auf die Verbreitung der Wärme gewähren sollen, den Einfluss der ungleichen Höhe verschiedener Orte zu berücksichtigen hat. Selbst sonst nahe gelegene Orte können, wenn sie in ungleicher Höhe über dem Meeresniveau sich befinden, wegen der mit wachsender Höhe abnehmenden Lufttemperatur, grosse Verschiedenheit der mittleren Jahrestemperatur darbieten. Man pflegt aber diesen Einfluss zu beseitigen, indem man die Beobachtungen auf das Meeresniveau reducirt; d. h. die Temperatur der höheren Station um so viel vermehrt, als die Wärmeabnahme in Folge der Erhebung dieses Ortes über das Meer erfordert. Diese Reduction lässt sich leicht vornehmen, wenn man weiss, um wie viel man sich zu erheben hat, damit die Temperatur um 1° sinke. Angenommen: einer Temperaturabnahme von 1° entspreche allgemein eine Erhebung $= a$ Fuss, und die Höhe des betreffenden Ortes über dem Meeresspiegel sei $= h$; dann ist die mittlere Temperatur dieses Ortes um $\frac{h}{a} = n$ niedriger, als sie unter sonst gleichen Umständen im Niveau des Meeres sein würde. Hätte man die mittlere Temperatur des Ortes aus Beobachtungen $= m$ gefunden, so wäre dieselbe im Niveau des Meeres $= m + n$. Es entspreche, wie häufig angenommen wird, einer Temperaturabnahme von 1° C. im Mittel eine Erhebung von 600 Fuss. Beispielsweise sei aber die Höhe eines Ortes über dem Meeresspiegel 3000′, und die mittlere Jahrestemperatur daselbst $= 4°$ C.; dann ist die letztere um $\frac{3000}{600} = 5°$ niedriger als sie im Niveau des Meeres sein würde; daher die mittlere Temperatur dieses Ortes in Bezug auf das Meeresniveau $= 5 + 4 = 9°$ C.

Für solche Orte der festen Erdoberfläche, welche mit dem Meere in gleichem Niveau, oder doch nicht beträchtlich über oder unter demselben liegen, ist natürlich keine Reduction erforderlich. Wenn man aber die aus Beobachtungen an einigen Punkten gefundene mittlere Erhebung für die Temperaturabnahme um 1° als allgemein giltig betrachtet, wird die Bestimmung der Isothermen durch besagte Reduction mehr oder minder fehlerhaft werden; weniger natürlich für niedrige Hochebenen, falls hier nicht eine besondere Configuration störend wirkt, als für grössere Höhen, wo beträchtliche Fehler resultiren können; daher es nöthig erscheint, für möglichst viele Gegenden das Gesetz der Temperaturabnahme empirisch aufzufinden. Die grosse Verschiedenheit der letzteren für verschie-

dene Gegenden ergibt sich aus nachstehenden Angaben [1]). Die Temperatur sinkt im jährlichen Mittel um 1° C.: nach v. Humboldt an Bergen in Südamerika bei einer Erhebung von 98 Toisen (à 6 Fuss), auf Bergebenen und an grösseren Bergmassen bei 128,7′ Erhebung; nach Kämtz (in naher Uebereinstimmung mit Saussure) in Süddeutschland und Norditalien zwischen 45—50° Br. und zwischen Wien und Genf bei 88,6′, am St. Bernhard 103,7′ (99,0 nach Gautier), nach Schouw am Südabhange der Alpen bei 86′, nach Reich in Sachsen bei 89,4′; für Böhmen fand Mahlmann 88,2′; nach Bischof bei Bonn 91′; nach Guérin am M. Ventoux 90′, bei den Apenninen in $43\frac{1}{2}$° Br. 95′, bei Nicolosi auf dem langsam sich senkenden Abhange des Aetna bei mehr als 200′; in Grossbritannien, nach Brisbane und Galbraith, zwischen 55° und 57° N. B. 59,7′ (nach Mahlmann 66′), nach Watson: zwischen 53 und 59° Br. 67,3′, nach Jameson nur 42,2′ (?), nach Playfair 76′, nach Atkinson 60′, an den Lead-Hills 57,2′; nach Kämtz in Ungarn 57,4′ (?), im westlichen Sibirien 127′; in den östl. Vereinigten Staaten Nord-Amerikas 114′, im südlichen Vorder-Indien 91′, im nördlichen 116,5′; in Süd-Amerika auf Bergebenen 125′, im Mittel aller Beobachtungen von Boussingault 113′.

49. Orte, welche auf einer und derselben Isotherme liegen, also gleiche mittlere Jahrestemperatur besitzen, können sich noch bedeutend hinsichtlich der Art und Weise unterscheiden, wie die Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt ist. So haben z. B. Dublin und Prag dieselbe mittlere Jahrestemperatur von 9,5°. Die mittlere Sommerwärme (Durchschnitt aus den mittleren Temperaturen der dem Sommer zugehörigen Monate) ist aber in Dublin = 15,3°, in Prag = 18,9°; wogegen die mittlere Temperatur des Winters dort 4,6°, hier —0,4° ist. D. h. bei gleicher mittlerer Jahreswärme hat Prag einen strengeren Winter und einen heisseren Sommer als Dublin, welches ungefähr gleiche mittlere Wintertemperatur mit Nantes, Oberitalien und Constantinopel, und gleiche mittlere Sommertemperatur mit Drontheim und Finnland besitzt. Weitere Belege für den bezeichneten Unterschied bietet nachstehende Tabelle [2]), welche für verschiedene Gegenden die mittleren Temperaturen des Sommers und Winters bei gleicher mittlerer Jahreswärme enthält.

---

[1]) Mahlmann in Dove's Repert. der Physik. Bd. IV. S. 154.

[2]) A. v. Humboldt's kleinere Schriften. Bd. I. S. 255.

Isothermen von	Gegend.	Mittlere Temperatur d. Sommers	d. Winters
20°	Florida	27°	12°
	Madeira	22,2	17,5
	Nordafrika	27	15
17,5	Mississippi	25	8
	Italien	25	10
15	Becken des Ohio	25,5	4
	Südliches Frankreich	24	7
12,5	Amerika westl. v. d. Alleghanis	24	1,5
	„ östl. „ „ „	25	0,3
	Westliches Frankreich	20	5
	Lombardei	23	1,5
	Ostasien	28	— 3,0
10	Amerika westl. v. d. Alleghanis	22	— 0,5
	„ östl. „ „ „	23	— 1,0
	Irland	15,3	4,0
	England	17	3,0
	Belgien	17,5	2,5
	Ungarn	21	— 0,5
	Ostasien	26	— 5,0
7,5	Amerika östl. v. d. Alleghanis	22	— 4,5
	Schottland	13,6	2,3
	Dänemark	17	— 0,7
	Polen	19	— 2,2
5	Canada	20	—10
	Westliches Norwegen	17	— 4
	Schweden	16	— 4
	Finnland	17,5	— 5
	Centrales Russland	20	—10,5
2,5	Canada	16	—14
	Westküste d. bothn. Meerbus.	14	— 8
	Ostküste „ „ „	15	— 8,5
0	Labrador	11	—16
	Schweden	12	—11,5
	Nordspitze von Norwegen	6,5	— 4,5

50. In der Absicht, für die Temperaturverhältnisse verschie-
er Orte, namentlich in Hinsicht auf die Vertheilung der Wärme
üglich der verschiedenen Jahreszeiten, eine nähere Anschauung
gewinnen, suchte A. v. Humboldt [1]) ausser den Jahresisothermen
h zwei andere Systeme von Linien zu begründen, die unter dem
nen der Isochimenen und Isotheren bekannt sind. Die Isochi-
nen (v. ἴσος, gleich, und χειμών, Winter) verbinden auf der-
en Hemisphäre alle diejenigen Orte, welche gleiche mittlere Win-
temperatur besitzen, die Isotheren (von ἴσος, und θέρος,
mmer) hingegen alle Orte, denen dieselbe mittlere Sommertempe-
r zukommt. Beide Systeme von Linien können, wegen der Un-
chheit des jährlichen Spielraumes der Wärme, weder untereinan-
, noch mit den Isothermen parallel laufen. Im Allgemeinen lässt
sagen, dass im Innern der Continente die Isotheren sich gegen
Pole hin, die Isochimenen aber dem Aequator zu von den ent-
echenden Jahresisothermen entfernen. Indessen kann man von
en Isotheren und Isochimenen im Hinblick auf die von Dove
geführten Monatsisothermen, welche Orte gleicher mittlerer
natswärme miteinander verbinden, ganz absehen. Der Construc-
dieser Isothermen lagen Temperaturtafeln zu Grunde, welche
Monatsmittel von nahe 1000 Stationen enthalten.

51. Denkt man sich auf jeder Hemisphäre alle Orte, die zu
selben Zeit gleiche Wärme haben, durch Curven miteinander ver-
den, und bezieht man die letzteren auf gleiche mittlere Monats-
mperatur; so resultirt ein bewegliches System von Linien, die
während der jährlichen Periode der Temperatur sowohl der
stalt als der Lage nach ändern, und zwar in letzterer Hinsicht
dass sie im Sommer gegen die Pole, im Winter aber dem Aequa-
zu fortschreiten, und nach Ablauf des Jahres etwa in die frü-
e Lage zurückkehren.

Die Gestaltänderung der Isothermen lässt sich, nach Dove, für
drei Welttheile der nördlichen Hemisphäre kurz so ausdrücken:
Asien rücken die Isothermen in der jährlichen Periode am wei-
ten herauf und herunter, die im Winter concaven Scheitel der-
ben verwandeln sich im Sommer in convexe; in Europa drehen
h die Isothermen am stärksten; in Amerika rücken die concaven

[1]) Kleinere Schriften. Bd. II. S. 251 f.

Scheitel vom Winter nach dem Sommer hin aus dem Innern des Continents nach den Ostküsten und verflachen sich erst im Spätsommer und Herbst. D. h. Asien hat kalte Winter und heisse Sommer, Europa mässigt beide Extreme, Amerika hat strenge Winter, ein kaltes Frühjahr, schliesst sich im Sommer an Europa an, übertrifft es aber durch die Schönheit seines Herbstes. Die Factoren, welche diese Verhältnisse bedingen, werden wir weiterhin, wo von den klimatischen Verhältnissen im Besondern die Rede sein wird, hervorheben.

52. Die Karten II. und III. zeigen die Isothermen des Januar und Juli, welche in Hinsicht auf die Lage- und Gestaltveränderung der Isothermen den grössten Gegensatz darbieten [1]). Die Karte der Januar-Isothermen lässt erkennen, dass die Curven mit der Annäherung an die Tropen sich verflachen. Die Isotherme von 20° C. entspricht in ihrem Verlauf fast genau dem Wendekreis, indem ihre concaven Scheitel in Afrika und Hinterindien mit einem zwischenliegenden convexen in Vorderindien unbedeutend sind. — Die Scheidelinie der Temperatur beider Hemisphären, nämlich die Isotherme von 26,25° C., erscheint (auf derselben Karte) bei den Gallopagos einfach, spaltet sich indess bald nach beiden Richtungen und umschliesst einen zusammenhängenden wärmsten Raum, der sich im atlantischen Ocean eng zusammenschnürt, aber in Südamerika dem indischen Ocean und der äquatorialen Inselwelt jenseits Australien seine grösste Breite erreicht.

Auf der südlichen Hemisphäre sind die Isothermen in der heissen Zone weit mehr gekrümmt als in der gemässigten, weil nämlich hier die Bedingung der Krümmung: die Abwechselung von Land und Wasser in Bezug auf Ost und West wegfällt.

Auf der Karte der Juli-Isothermen bemerkt man zwischen den beiden Isothermen von 25° C. in Afrika und Ostindien einen langgezogenen heissen Raum, begrenzt durch die Isotherme von 30° C., und in demselben einen kleineren, umschlossen von einer Isotherme von 32,5° C., der Nubien und das südliche Arabien umfasst. Hier sind die Gegenden, bemerkt Dove, von denen Hagi Li

---

[1]) Ausser diesen hat Dove auch die Isothermen der übrigen Monate entworfen: s. dessen Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde, Berl. 1852, woselbst sich (S. 9 ff.) Näheres über die Art und Weise findet, wie sich die Lage und Gestalt der Isothermen vom Januar zum Juli hin verändert.

mael sagt, dass die Erde von Feuer, und der Wind eine Flamme sei. Wie man sieht, reicht jener heisse Raum über den nördlichen Wendekreis hinaus, was, wie wir später erkennen werden, in Rücksicht gewisser Wind- und klimatischen Verhältnisse von Bedeutung ist. Eine andere heisse, obwohl nicht so heisse Stelle, als die in Afrika und Ostindien befindliche, existirt im Antillenmeere; auch sie ist in klimatischer Hinsicht weit hin bedeutsam.

53. Die isothermen Linien wandern periodisch auf der Oberfläche der Erde hin und her. Eine solche Linie kann man aber, mit Dove [1]), als die Durchschnittslinie einer isothermen Fläche und der Erdoberfläche ansehen. Da nämlich die Wärme der Luft abnimmt, wenn man sich im Niveau des Meeres weiter vom Aequator entfernt, wie auch, wenn man sich an derselben Stelle höher in der Atmosphäre erhebt; so lässt die Frage, in welcher Richtung man von einem bestimmten Orte aus fortschreiten müsse, um stets zu Punkten gleicher Wärme zu gelangen, keine bestimmte Antwort zu; denn es gibt unzählige Richtungen, welche dieser Bedingung Genüge leisten. Alle diese Richtungen fallen jedoch in eine Fläche, welche wie die Schneegrenze sich von den Polen nach dem Aequator hin immer höher erhebt, und die Erdoberfläche in einer isothermen Linie schneidet. Indem nun bei zunehmender Mittagshöhe der Sonne sich die Temperatur an der Grundfläche der Atmosphäre und innerhalb jedes senkrechten Querschnittes derselben steigert, entfernen sich die isothermen Flächen von der Oberfläche der Erde: ihre Durchschnittslinien rücken dem Pole zu; wogegen dieselben Flächen, bei abnehmender Mittagshöhe der Sonne, sich senken, und ihre Durchschnittslinien nach dem Aequator hin rücken. Während aber in der nördlichen Erdhälfte die Mittagshöhe der Sonne zunimmt, wird sie auf der südlichen kleiner und umgekehrt. Daher erheben sich die isothermen Flächen auf der nördlichen Erdhälfte, während sich dieselben auf der südlichen senken; dort bewegen sich die isothermen Linien nach dem Pole hin, wenn sie auf der andern Hemisphäre sich dem Aequator nähern. Auf beiden Erdhälften bewegen sich also diese Linien stets in gleichem Sinne, vom Wintersolstitium zum Sommersolstitium von Süd nach Nord, in der andern Hälfte des Jahres von Nord nach Süd. Dabei ändern aber

[1]) Verbreitung d. Wärme etc. S. 6 f.

die einzelnen Isothermen fortwährend ihre Gestalt, da die Geschwin digkeit des Fortschreitens an verschiedenen Punkten eine ganz ver schiedene ist. Die Vertheilung der Wärme verschiebt sich in de jährlichen Periode nicht nur auf der Erdoberfläche, sondern es wird auch zu verschiedenen Zeiten des Jahres eine ganz ander Innerhalb der Wendekreise, wo sich die Mittagshöhe der Sonn weniger als ausserhalb derselben ändert, sind die jährlichen Tem peraturveränderungen minder erheblich als in der gemässigten un kalten Zone; so dass in der Nähe des Aequators die Erhebung un Senkung aller isothermen Flächen unbedeutend ist. Daher kan man sich die Gesammtbewegung jeder dieser Flächen als eine os cillatorische vorstellen: um einen festen Stützpunkt am Aequato dessen Entfernung von der Meeresfläche fast unveränderlich is Erhebt sich nun eine solche Fläche, bei zunehmender Mittagshöl der Sonne, auf der einen Seite des bezeichneten Stützpunktes, s wird der Raum, den sie auf der ganzen Erdoberfläche abschneide immer kleiner werden, endlich wird sie die Oberfläche berühre und später dieselbe vielleicht gar nicht mehr schneiden. „So schne det die isotherme Fläche, welche durch die Meierei des Antisana 12624 Fuss Höhe hindurchgeht, im Januar die Erdhälfte etw nördlich von Montpellier und Bordeaux, geht im Mai durch d Spitze des Brocken und trifft erst bei Tornea und Archangel d Erdfläche, lässt im Juli aber das Faulhorn unter sich und erreic erst in der Mitte von Spitzbergen den Meeresspiegel." Aus dem G sagten kann man nun, mit Dove, folgende vier Fälle entnehme die sich auf das Schneiden der isothermen Flächen mit der Er oberfläche beziehen:

1) können die Isothermen stets paarweise vorkommen; d isotherme Fläche schneidet dann auf beiden Erdhälften, der nör lichen und südlichen. Hierher gehören alle Isothermen zwisch 0° und 25° C.

2) einfach und paarweise; die isotherme Fläche schneid zu gewissen Zeiten nur auf einer Erdhälfte, zu andern Zeiten a beiden. Hierher gehören viele Isothermen unter dem Gefrierpunl auch einige der höchsten Temperatur, welche nicht alle Meridia durchschneiden, z. B. 28° C.

3) nur einfach. Hierher gehören die Isothermen der niedri sten und höchsten Temperatur (— 40° C. und + 32,5° C.), welc

nur zu gewissen Zeiten und nur auf einer Erdhälfte an bestimmten Stellen auftreten und abgesonderte Räume umschliessen.

4) werden die isolirten Stellen höchster Temperatur, welche in bestimmten Gegenden der heissen Zone zur Erscheinung kommen, von Isothermen eingeschlossen, die sich spalten, d. h. eine Strecke einfach verlaufen und sich dann in zwei Aeste theilen (26,25° C.).

54. In allen Monaten ist die Wärmeabnahme vom Aequator nach den Polen hin unter verschiedenen Meridianen eine äusserst verschiedene. Um nun Aufschluss über die mittlere Wärmeabnahme zu gewinnen, bestimmte Dove [1]) von 10 zu 10 Grad Länge die normale Temperatur der entsprechenden Parallelkreise (0, 10, 20, 30, 40....), d. h. diejenige Temperatur, welche ein Parallelkreis an allen Punkten zeigen würde, wenn die auf ihm wirklich vorhandene, aber verschieden vertheilte Wärme auf ihm gleichförmig vertheilt wäre. Aus dieser Untersuchung ergab sich unter Anderm Folgendes. Die Wärmeabnahme erfolgt am schnellsten nahe unter 45° Breite, dauert jedoch bis zum Pol fort. Die Temperatur des Aequators ist 21,2° R. oder 26,5° C., die des Pols −13,2° R. (= 16,5° C.); die Gesammtabnahme der Wärme mithin 34,4° R. (43° C.), im Juli 21,3° R. (26,63° C.), im Januar 45,1° R. (56,38° C.). Die Monatswärme des Pols erreicht im Juli fast den Thaupunkt, sinkt dagegen im Januar 26° R. (32,50° C.) unter denselben herab. Vom Pol bis zur Breite von 40° ist der Juli der wärmste Monat. Hier wird seine Wärme der des August gleich, unter 30° Breite von derselben übertroffen, unter 20° Br. ihr wieder gleich. Am Aequator fallen die Maxima in den April und November, die Minima in den Juli und auf das Ende des December. Der wärmste Parallel fällt nicht mit dem Aequator zusammen, sondern auf die nördliche Erdhälfte, so dass der Parallel von 10° noch um 0,1° wärmer ist als der Aequator. Bis zu 40° Br. ist die Temperatur der südlichen Erdhälfte geringer als die der nördlichen, ein Verhältniss, welches in höheren Breiten sich umzukehren scheint. Mit Rücksicht auf den Flächeninhalt der verschiedenen Zonen ist die nördliche Erdhälfte daher wärmer als die südliche.

---

[1]) a. a. O. S. 13 f.

D. Extreme der Temperatur.

55. In unseren bisherigen Betrachtungen über die Temperaturverhältnisse der Luft haben wir die Grenzen berücksichtigt, zwischen denen an einem Orte die Temperatur in der täglichen und jährlichen Periode schwankt. Es war die Rede von dem täglichen und jährlichen Spielraume der Wärme; jener zeigte sich bestimmt durch die Differenz des mittleren täglichen Maximum und Minimum der Temperatur, dieser durch die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen des kältesten und wärmsten Monates. Sind diese Werthe für verschiedene Orte bestimmt, so können dieselben zur Vergleichung der Temperaturverhältnisse dieser Orte benutzt werden. Inzwischen ist es auch von Interesse, die in verschiedenen Gegenden beobachteten höchsten und niedrigsten Temperaturen kennen zu lernen; wobei man sowohl die an demselben Orte wahrgenommenen absoluten Maxima und Minima, als auch die verschiedenen Orten zugehörigen Extreme der Temperatur miteinander in Beziehung setzen kann, um die Grenzen zu erfahren, zwischen welchen die von der Sonne herrührenden Temperaturen der Luft schwanken.

Berücksichtigt man zunächst noch Mittelwerthe, und setzt das Maximum der Jahreswärme in der heissen Zone = 30°, das Minimum in der kältesten Region der nördlichen Hemisphäre = —20°, so erhalten wir als Differenz dieser Extreme 50°. Grösser schon wird die Differenz, wenn man anstatt der mittleren Jahrestemperaturen die mittleren Temperaturen des Sommers und Winters oder des kältesten und wärmsten Monates gewisser Orte in Betracht zieht. So ist z. B. die mittlere Temperatur des Sommers zu Kouka (13°10′ N. B.) 32,6°, die mittlere Temperatur des Winters in Jakuzk (62° 1′ N. B.) — 38,9°, also die Differenz 71,5°. Ferner ist die mittlere Temperatur des wärmsten Monates in Kouka 33,7°, die des kältesten Monates in Jakuzk — 40,5°; mithin die Differenz 74,20°. Es ist aber die Differenz zwischen den Mitteltemperaturen der beiden Sommer in Kouka und Jakuzk geringer als diejenige zwischen den beiden Wintern; jene nämlich 15,4°, diese 62,7°.

Noch grössere Differenzen stellen sich natürlich heraus, wenn man statt der Mitteltemperaturen die beobachteten absoluten Maxima und Minima nimmt. Dies zeigt sich schon an demselben Orte. So

ist z. B. in Brüssel die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen des kältesten und wärmsten Monates = 16,6°, und die zwischen dem mittleren Maximum und Minimum 37,75°. Daselbst wurde aber ein einzelnes Minimum zu —24° und ein einzelnes Maximum von 36° beobachtet, deren Differenz, 60°, mithin fast doppelt so viel beträgt als die der eben angeführten mittleren Extreme. In Paris beobachtete man im Sommer 1793 eine Temperatur von 38,4°, im Winter 1795 eine solche von —23,5°; die tiefste und höchste Temperatur, die man in Paris von 1706 bis 1846 beobachtet hat. Zu Mastricht stand das Thermometer im Sommer 1826 auf 38,8°, und im Winter 1823 auf —23,5°. In Wien[1]) wurde von 1821 bis 1829 der höchste Thermometerstand im Jahre 1824 gleich 36,25° und der tiefste im Jahre 1829 gleich —23,5° gefunden.

56. In Europa wurden an den folgenden Orten die beigefügten absoluten Maxima und Minima der Temperatur (im Schatten) beobachtet[2]).

1. Absolute Maxima. St. Gotthard 19,4° C. St. Bernhard 19,7. Reikiavig, Island 20,5. Eyafiord, Island 20,9. Hindoen, Norw. 25,0. Ober-Torneå 25,0. Bergen, Enontekis 26,0. Drontheim 28,7. Penzance 28,9. Upsala 30,0? Haarlem 32,0? Edingburg 32,2. Wilna 32,5? H. Peissenberg 32,7. Kopenhagen 32,9. Cuxhaven 33,4. Petersburg 33,4. Mailand 34,4. Åbo, Stockholm, Tilsit, Hamburg, Warschau 35,0. Brüssel, Prag 35,4. Lüneburg, bei London, Sewastopol 35,6. Kasan, Strassburg 36,0. Moskau, Heidelberg, Bern, Genf, Padua 36,2. Karlsruhe, Mühlhausen (Frankr.) 36,6. Regensburg, Wien, Turin 36,9. Münster, Jena, Frankfurt a. M., Innsbruck, Nicolaieff 37,5. Rom 38,0. Avignon 38,1. La Rochelle 38,2. Paris 38,4. Tambow 38,7. Mastricht, Dresden, Lissabon 38,8. Würzburg 39,1. Berlin 39,3. Stuttgart 39,4. Palermo 39,7 (41,7). Athen 40,6.

2. Absolute Minima. Palermo 0,0° C. Nicolosi —2,2° C. Lissabon —2,7. Neapel —3,9. Athen —4,0. Penzance —4,4? Rom —5,9. Pisa —6,3. Florenz —8,5. Nizza —9,6. Toulon —10,0. Avignon —13,0. Padua —15,6. La Rochelle, Mailand

[1]) Baumgartner: Wiener Zeitschrift. Th. VI. S. 299. VII. S. 896.

[2]) Mahlmann: Dove's Repertor. d. Physik. Bd. IV. S. 171; woselbst sich eine noch grössere Anzahl an verschiedenen Orten beobachteter absoluter Maxima und Minima zusammengestellt findet.

— 16,2. Turin — 17,8. Reikiavig (Island) — 20,0. Bei London — 20,6; Stadt — 11,4. Frankfurt a. M. — 21,5. Brüssel — 22,5. Kopenhagen, Cuxhaven — 22,7. H. Peissenberg — 22,8. Mastricht — 22,9. Paris — 23,5. Drontheim — 23,7. Strassburg — 25,0. Genf — 25,3. Hamburg, Berlin, Bern, St. Gotthard — 30,0. St. Bernhard — 30,2. Regensburg — 30,5. Warschau, Innsbruck — 31,2. Upsala — 31,7. Stockholm — 32,5. Sagan — 32,6. Wilna — 34,7. Breslau [1]) — 35,0. Åbo — 36,0. Astrachan — 36,2. Woronesch — 37,5. Petersburg — 38,6. Tambow — 38,7. Kasan unter — 40,0. Moskau — 42,2. Ober-Tornea — 50,0? Enontekis — 50,0.

57. Als höchste Temperaturen, die man an verschiedenen Orten Asiens und Afrikas beobachtet, lassen sich folgende aufführen. — Zu Benares 44,6° C. [2]). In der Ebene von Peschawere 45,0. Zu Bassora 45,3. In Seringapatam 46,1. In Bagdad 49,1. Zu Bir el Barut 50,0. Zu Mascate im Juni 1821 über 50° (um Mitternacht noch 40,0°). Zu Abu-Arich (Arab.) 52,5. In Afrika wurden beobachtet in Sockatu 43,3, zu Tunis 44,7, in Nubien (15° N. Br.) 46,2, zu Esne in Oberägypten (25° 15′ N. Br.) 47,4, bei Essuan 51,7, bei Suez während der französischen Expedition 52,5, und zu Murzuk (25° 54′ N. Br.) 56,2.

Als absolute Minima der Temperatur fanden sich in Asien zu Novaja Semlja (Matotschkin Schar, Westküste) — 46,9, Nis'hne Tagilsk — 51,5, Nis'hne Kolymsk — 53,9, Jakuzk — 58,0. Am letztgenannten Orte soll das Weingeistthermometer nicht selten, mehrere Tage anhaltend, auf — 53 und — 54° fallen, und die Temperatur in jedem Jahre mindestens zwei Monate lang unter dem Gefrierpunkte des Quecksilbers stehen. Das Gefrieren des Quecksilbers wurde auch beobachtet in Jeniseisk und Solikamks von Gmelin, in Irkuzk, Krasnojarsk von Pallas und Anderen. Auf der Insel Iglulik (69° 20′ N. Br., Amerika) beobachtete Parry an einem Weingeistthermometer — 42,8°. Das Quecksilber blieb hier, wo die Esquimos in Schneehütten wohnen, deren Fenster aus klaren Eisstücken

---

[1]) Am 11. Februar 1850 zeigte sich hier (s. Dove, über das Klima des preussischen Staates, 1855) die Temperatur — 24,6° R. (30,75 C.). In demselben Jahre zu Arys (Ostpreussen) am 2. Februar — 27° R., zu Ratibor am 31. Januar — 23,5°, zu Zechen (Schlesien) am 11. Februar — 23,8°.

[2]) Das Mittel des täglichen Maximum (in einem Monat) betrug hier noch 40,8°.

bestehen, vier Monate lang gefroren. Ferner beobachtete man auf der Insel Melville (74° 54′ N. Br.) eine Temperatur von —48,3, zu Fort-Entreprise —49,7, Felixhafen —50,8, zu Fort Confidence —53,3, und zu Fort Reliance —56,7°. An diesem letzteren Orte erreichte jedoch gegen Ende Mai die Temperatur eine Höhe von +41,1°. Ganz Aehnliches findet sich vielfach auch anderwärts. Während der russischen Expedition nach Chiwa (1840) fiel im Winter die Temperatur auf —43,7°, wogegen sie im Sommer auf +46° stieg. Zu Jakuzk, wo die Temperatur im Winter unter —50° herabgeht, erreichen die Sommermonate (Juni, Juli, August), nach Erman's [1]) Bericht, mittlere Temperaturen von 13,75°, 18,75° und 17,25°. Obschon dann die Felder nur 3 Fuss tief aufthauen, werden doch Sommerweizen und Roggen mit Vortheil gebaut, während man in den Gärten Kartoffeln, Kohl, Rüben und Gurken zieht. — In geringerem Grade begegnet man ähnlichen Gegensätzen sogar in den heissen Gegenden Afrikas. Zu Tegerry (24° 4′ N. Br.), südlich von Murzuk, wo schon die Dattelpalme durch die tropische Doompalme verdrängt wird, fand Lyon [2]) die Kälte der Decembernächte sehr empfindlich; d. 2. Januar vor Sonnenaufgang stand das Thermometer auf +2°, den 14. Januar, etwas nördlicher, auf —3°. Die Brunnen waren ½ Zoll dick gefroren und die Wasserschläuche mussten erst aufthauen. Der Tag brachte indess stets wieder starke Hitze.

Unter den hier angeführten Extremen der Temperatur ist die höchste 56,2°, die niedrigste —58°, was eine Differenz von 114,2° ergibt.

B. Temperaturabnahme der Atmosphäre nach der Höhe.

58. Gelegentlich haben wir schon darauf hingewiesen, dass die Temperatur der atmosphärischen Luft nach der Höhe abnimmt. Es zeigt sich dies sowohl beim Ersteigen höherer Berge, als auch beim Erheben in der freien Atmosphäre mittelst eines Luftballons. Zu erwarten ist aber, dass sich in beiden Fällen nicht ganz dasselbe Gesetz der Temperaturabnahme herausstellen wird. Der Gebirgs-

---

[1]) Berghaus Annalen, Th. V. S. 342.

[2]) Studer, physik. Geogr. u. Geologie S. 310.

boden muss einen Einfluss auf die Temperatur der angrenzenden Luftschichten ausüben, wie denn auch ersichtlich ist, dass die grössere oder geringere Ausdehnung eines Gebirges, seine Configuration u. dglch. hier nicht gleichgiltig sein kann. Einzeln stehende Berge werden andere Verhältnisse darbieten als zusammenhängende Gebirgsketten und Hochebenen. Diese Verhältnisse werden wir im klimatischen Theil d. S. besprechen. Hier sei die Rede von den Ursachen, welche die Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre mit wachsender Höhe bedingen, und von dem, was Beobachtungen bis jetzt darüber gelehrt haben.

59. Bekanntlich nimmt die Dichte der atmosphärischen Luft von unten nach oben ab. Die Factoren, welche hier vornehmlich in Betracht kommen, sind nach einer früheren Erörterung (S. 20 f.) die Schwere, vermöge deren die Lufttheilchen gegen die Erde hin getrieben werden, und die sog. Expansivkraft, welche zwischen den Theilchen eines und desselben Gases obwaltet. Da nun letztere von der Temperatur der Luft abhängig ist, so steht das Gesetz der Dichtigkeitsabnahme der Luft nach der Höhe in einer gewissen Beziehung mit der Temperaturabnahme derselben. Allein wenn auch die Masse der Atmosphäre durchweg gleiche Temperatur besässe, würde doch ihre Dichte mit wachsender Entfernung von der Erde abnehmen müssen.

Nun lässt die Luft, als ein sog. diathermaner Körper, die Strahlen der Sonne zum Theil unbehindert hindurch, während sie einen andern Theil absorbirt. Nur dieser, nicht aber jener Antheil, bewirkt sofort eine Temperaturerhöhung der Luft. Die höheren, dünneren Luftschichten werden aber durch Absorption der Sonnenstrahlen weniger erwärmt als die unteren, dichteren. Dünnere Luft verlangt zu derselben Temperaturerhöhung eine grössere Wärmemenge als dichtere Luft von gleichem Volumen. Indess werden die von der Atmosphäre durchgelassenen Strahlen von der Erde in viel grösserem Maasse absorbirt und wieder ausgestrahlt als von der Luft; daher die letztere viel Wärme von unten empfängt. Dazu kommt noch, dass die dunkeln (nicht leuchtenden) Strahlen, welche die Erde in die Atmosphäre zurückstrahlt, vorzugsweise von der Luft absorbirt werden, und daher auch vornehmlich zur Temperaturerhöhung der unteren Luftschichten beitragen. Freilich werden nun die letzteren, in Folge ihrer intensiveren Erwärmung, sich ausdehnen und in die Höhe steigen; da sie jedoch während der Aus-

dehnung ihre freie Wärme allmälig verlieren, so muss die Temperatur der Atmosphäre mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche immerhin abnehmen. Endlich lässt sich dabei noch auf die niedrige Temperatur des Weltraumes reflectiren, deren Einfluss wohl gleichfalls eine Temperaturabnahme der Atmosphäre von unten nach oben bedingt.

60. Obschon es nun gewiss ist, dass die Temperatur der Atmosphäre nach der Höhe abnimmt, so ist es doch schwierig, das Gesetz dieser Temperaturabnahme theoretisch festzustellen; denn da letztere von verschiedenen Factoren bestimmt wird, so müsste der Einfluss eines jeden für sich ermittelt werden, was eben schwierig ist. Nicht selten nimmt man an, dass bei gleicher Zunahme der Höhe die Temperatur gleichmässig sich vermindere, so dass, wenn die Höhen nach einer arithmetischen Reihe steigen, die entsprechenden Temperaturabnahmen die Glieder einer fallenden arithmetischen Reihe bilden würden. Jedenfalls möchte diese Voraussetzung der Wahrheit näher kommen, als eine andere, nach welcher die Temperaturabnahme in den höheren Regionen der Atmosphäre langsamer als in den niederen erfolgen soll, wie z. B. von Zach [1]) fand, indem er die Wärmeabnahme den absoluten Höhen und den entsprechenden Barometerständen proportional setzte. Laplace [2]) fand, dass die Temperatur der Atmosphäre schneller als nach einer arithmetischen, langsamer hingegen als nach einer geometrischen Reihe abnehmen müsse. Gewiss wird das Maass der Wärmeabnahme nach der Höhe abhängig sein von dem Maasse der Dichtigkeitsabnahme der Luft. Nimmt man hiezu noch die übrigen Factoren, namentlich auch den Einfluss der niedrigen Temperatur des Weltraumes, so ist für die höheren Regionen der Atmosphäre im Vergleich zu deren tieferen eine schnellere Abnahme der Temperatur eher als das Gegentheil zu erwarten. Ob aber die Temperaturabnahme mit wachsender Höhe in immer schnellerer Progression erfolgt, ist zweifelhaft. Möglicher Weise existirt hier ein gewisser Grenzwerth, über welchen hinaus die Wärmeabnahme nach der Höhe bis zur Grenze der Atmosphäre nahe gleichförmig geschieht.

Zach versuchte ferner aus der astronomischen Strahlenbrechung, die mit den Temperaturverhältnissen der Atmosphäre in

---

[1]) Monatl. Correspond. XXI. 1810.

[2]) Mécanique celeste, IV. 1806.

naher Beziehung steht, die einer Temperaturabnahme von 1° entsprechende Erhebung zu berechnen. Bekanntlich erfährt ein Lichtstrahl, der von einem Weltkörper in unsere Atmosphäre gelangt, eine Brechung und Ablenkung, indem er aus dünneren Schichten in dichtere übergeht, wobei denn eben die Temperaturverhältnisse dieser Schichten von Einfluss sind. Eine Folge dieser Strahlenbrechung ist eine scheinbare Verrückung des Gestirns von seinem wahren Orte; es scheint uns höher zu stehen. Am grössten ist die astronomische Strahlenbrechung für ein im Horizont stehendes Gestirn, wogegen ein solches, das im Zenith steht, keine Ortsveränderung erfährt, da die von ihm kommenden Lichtstrahlen in diesem Falle die Atmosphäre senkrecht durchdringen und daher keine Brechung erleiden. Gestützt nun auf verschiedene Beobachtungen über die Horizontalrefraction unter den Tropen und in mittleren Breiten, wonach die Ablenkung eines Lichtstrahles, der von einem im Horizont stehenden Gestirn unsere Atmosphäre durchdringt, dort 30 bis 31′, hier (in mittleren Breiten) dagegen 35 bis 36 Minuten beträgt, fand v. Zach nach einer Methode von Laplace die einer Temperaturabnahme von 1° C. entsprechende Erhebung für die heisse Zone = 126,3 Meter (389 Fuss), und für die gemässigte Zone = 173m (533 F.)

Die Wärmeabnahme der Atmosphäre nach der Höhe steht in Beziehung zur Temperatur am Erdboden. Dieselbe erfolgt weder überall auf der Erdoberfläche, noch auch über demselben Orte zu verschiedenen Jahres- und Tageszeiten in gleicher Weise; vielmehr in heissen Ländern rascher als in kältern, was auch die von Zach berechneten Werthe erkennen lassen, und über demselben Orte in den wärmeren Monaten rascher als in den kälteren, wie Beobachtungen auf den Alpen gelehrt haben [1]).

61. Beobachtungen über die Temperaturabnahme der Atmosphäre nach der Höhe hat man bei Gelegenheit einiger Luftschifffahrten gemacht. Unter den älteren Bestimmungen dieser Art sind die von Gay-Lussac [2]) besonders beachtenswerth. Dieselben wurden von Biot einer näheren Discussion unterworfen. Gay-Lus-

---

[1]) De Saussure, voyages, §. 250; Kämtz, Meteorol. II., und Poggend. Ann. Bd. XXVII.; Péclet, Traité de physique, T. I. p. 575, u. Poggend. Ann. Bd. LVIII. S. 655.

[2]) Ann. de chim. et phys. T. LII. p. 75.

sac erhob sich während seiner Luftfahrt zu einer Höhe von 7000 Meter, die aus der Verkürzung der Quecksilbersäule im Barometer bestimmt wurde. Die gesammte Temperaturabnahme betrug 38,40°, die sich aber auf den ganzen Abstand keineswegs gleichmässig vertheilt. Im Gegentheil ergibt sich für die höheren Regionen eine schnellere Abnahme der Temperatur als für die unteren. Die Temperaturen, welche von Gay-Lussac in 22 Stationen bestimmt waren, führte Biot auf eine gesetzlich abnehmende Reihe zurück, aus der sich entnehmen lässt, dass einer Temperaturabnahme von 1° C. vom Boden bis 3700 Meter eine Erhebung = 188,5 Meter, von da bis zu 5700^m eine solche von 185,8^m, und zwischen 5700 und 7000^m eine Erhebung von 161,2^m entspricht.

Auch neuere, von Bixio und Barral auf einer Luftschifffahrt (27. Juli 1850) vorgenommene Temperaturbestimmungen lassen vermuthen, dass die Wärmeabnahme in den höheren Regionen rascher als in den unteren erfolgt. Die Genannten erhoben sich zu Paris um 1 Uhr Nachmittags und erreichten bald die Wolkenregion. Sie fanden sich allenthalben von einem dicken Nebel umgeben, der erst bei einer Erhebung von 20161 Fuss an Dichte abnahm, während sich zugleich kleine, nadelförmige Eiskrystalle zu erkennen gaben. Die Temperaturabnahme bis zur höchsten erreichten Höhe veranschaulicht nachstehende Tabelle.

Höhe			° C.	Höhe.			° C.
0	rheinl.	Fuss	+ 18	11947	rheinl.	Fuss	— 0,5
2411	„	„	+ 16	16310	„	„	— 7
3962	„	„	+ 13	20161	„	„	—10,7
4726	„	„	+ 9,18	20740	„	„	—35
6411	„	„	+ 9	22345	„	„	—39,7

Als der Ballon seine grösste Höhe gewonnen, stand das Quecksilberthermometer auf —37° C. Doch fand sich aus der Angabe eines Walferdin'schen Minimum-Thermometers, welches versiegelt mitgenommen war, dass die niedrigste Temperatur nahe den Gefrierpunkt des Quecksilbers, nämlich —39,7° erreicht hatte.

62. In Folge wärmerer Luftströmungen, die nicht selten eine beträchtliche Höhe erreichen, und zum Theil auch vermöge der Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes, die mit einer Wärme-

[1]) Connaissance de temps, 1841.

entwickelung verbunden ist, kann es öfters geschehen, dass die Temperaturabnahme der Atmosphäre nach der Höhe eine Störung erleidet. In der That beobachtete auch Gay-Lussac während seiner Fahrt wiederholte Rückgänge zu höheren Temperaturen, bis er die Höhe von 18000 Fuss erreicht hatte. Beim Aufsteigen bis zu 11340 F. war das Thermometer auf 8,4° gefallen; alsdann stieg es wieder bei Erhebung von 11760 Fuss auf 10,4°, sank hiernach fortdauernd und stand bei 15780 F. auf 0,95°; stieg dann bei 16200 F. auf 4,38° und erfuhr den letzten Rückgang bei 17460 F. — Einige Erfahrungen von Bravais und Lottin lassen sich hierher rechnen. Dieselben untersuchten zu Bossekop in Lappland die Temperatur der höheren Luftschichten mittelst Luftballons, denen Registerthermometer mitgegeben waren. Es fand sich, dass die Temperatur vom Boden aufwärts bis zu Höhen von 100 Meter zunahm, und erst bei grösserer Erhebung fortdauernd sank.

III. Temperaturverhältnisse der Erde.

A. Temperaturverhältnisse des Bodens.

63. Die Erwärmung, welche die Erdoberfläche, d. h. die oberste Bodenschicht, von Seiten der Sonnenstrahlen erfährt, wird je nach der besondern Beschaffenheit des Bodens sehr verschieden sein. Zunächst ist dieselbe abhängig von dem Maasse, in welchem der Boden die Wärmestrahlen absorbirt und ausstrahlt. Natürlich ist dadurch auch die Erkaltung bedingt, welche im Schatten und während der Nacht durch Wärmeausstrahlung herbeigeführt wird. Die verschiedenen Bodenarten unterscheiden sich aber in Rücksicht ihrer Wärmeabsorption und -Ausstrahlung beträchtlich voneinander. Eben so ist auch ihre Wärmecapacität verschieden, d. h. verschiedene Bodenarten bedürfen unter sonst gleichen Umständen (bei gleicher Masse) verschiedene Wärmemengen, um zu demselben Temperaturgrade erwärmt zu werden. Sodann kommt in Betracht, ob der Boden mehr oder weniger Feuchtigkeit absorbirt und zurückhält. In lockerem Sandboden, der sich unter dem Einfluss der Sonne beträchtlich erhitzt, verlieren sich atmosphärische Wasserniederschläge leicht, wogegen Thon- und Dammerde, die viel Feuchtigkeit absorbiren und zurückhalten, verhältnissmässig kühl bleiben.

Die Wärmeausstrahlung ist wie die Wärmeabsorption von der besondern physikalischen Beschaffenheit des Bodens abhängig. Von Bedeutung sind namentlich die Cohäsions- und Dichtigkeitsverhältnisse, überhaupt die Art und Weise der Gruppirung der kleinsten Massentheilchen. Je geringer die Dichte starrer Körper, desto grösser ist unter sonst gleichen Umständen ihre Ausstrahlung. Körper mit rauher Oberfläche strahlen die Wärme leichter aus als solche mit glatter Oberfläche. Auch führen rauhe Oberflächen eine zerstreuende (diffuse) Reflexion der Wärmestrahlen mit sich. Endlich strahlen starre Körper im fein vertheilten Zustande die Wärme leichter aus als wenn sie im Zustande compacter Massen vorkommen.

Wie aber die von einem Körper durchgelassenen Wärmestrahlen keine Temperaturerhöhung desselben bewirken, so auch nicht die von seiner Oberfläche reflectirten Strahlen. Die gehärtete und wohl polirte Oberfläche eines Metalls wird nicht merklich von den auffallenden Strahlen erwärmt, da sie eben grösstentheils von derselben reflectirt werden. Eine Bodenart, welche die Wärmestrahlen bedeutend reflectirt, kann wohl zur Temperaturerhöhung ihrer Umgebung beitragen, wird sich aber selbst nicht beträchtlich erhitzen, und zwar um so weniger, je grösser ihr Reflexionsvermögen im Vergleich zu ihrem Absorptionsvermögen ist. Während z. B. der dunkle Basalt verhältnissmässig stark und leicht durch die auffallenden Wärmestrahlen erhitzt wird, ist dies viel weniger beim Kalkboden der Fall, der verhältnissmässig viel mehr Strahlen reflectirt. Doch macht es einen Unterschied, ob der Kalk in grösseren zusammenhängenden Massen oder im Zustande feiner Vertheilung mit andern Bodenarten gemengt vorkommt.

64. Ferner ist zu beachten, ob der Boden mit Vegetation (Wäldern, Gräsern, etc.) bedeckt ist oder nicht. In jenem Falle wird die Einwirkung der directen Sonnenstrahlen auf den Boden vermindert; der letztere wird daher am Tage und im Sommer sich weniger erwärmen, dagegen aber auch des Nachts und selbst im Winter, sofern der Wärmeverlust durch die Vegetation gehemmt wird, weniger erkalten als ein von Vegetation entblösster Boden. Zur theilweisen Bestätigung des eben Gesagten können einige Beobachtungen von Williams [1]) im Staate Vermont dienen. Derselbe

[1]) Brenn, Gesch. d. Natur II.; — Studer, Lehrb. der physik. Geogr. u. Geologie, II. S. 324.

beobachtete während der Sommermonate 1789 zwei Thermometer das eine 10″ tief im offenen Feldboden, das andere eben so tie im Waldboden. Es ergab sich, dass das letztere im Mittel tiefe stand als das erstere: im Mai um 5,77°, im Juni um 8,62°, im Ju um 7,62°, im August um 5,29°, wogegen im October und Novem ber beide gleich standen. Wells fand die Erde ½ bis 1 Zoll tie unter dem Grase stets und mitunter um 4° bis 5° wärmer als da Gras selbst. — Eine Schneedecke kann für die Temperaturverhält nisse des darunter liegenden Bodens ebenfalls nicht gleichgiltig sein So fand in einem strengen Winter Tessier [1]) zu Andonville de Boden da, wo er vom Schnee entblösst war, 34″ tief, den schnee bedeckten hingegen nur 22″ tief gefroren. Und Wells fand b einer Lufttemperatur von —5° die Temperatur des Schnees —7,2° die des vom Schnee bedeckten Grases —0,5°, die Temperatur de Erde aber, 1 Zoll tief unter der Oberfläche, 0°. Dass der Schne dem Boden einen nicht unbeträchtlichen Schutz gegen die Kälte ge währt, folgt auch mit Bestimmtheit aus einigen von Rozet (L'Insti N. 1102. p. 55) mitgetheilten Beobachtungen, die mittelst drei Thermometer vom Mittag bis um 4 Uhr Nachmittags angestel wurden. Das eine dieser Thermometer war unter dem Schnee, da andere in einer kleinen Furche an einem Orte, von welchem de Schnee fortgekehrt worden, und das dritte in freier Luft aufgestell Bei einer Luftkälte von 1° bis 6° schwankte das Thermomete unter dem Schnee zwischen 0° und —2°; die Differenzen zwische der Temperatur des Bodens unter dem Schnee und der Lufttem peratur lagen also zwischen —1° bis —4°. Das Thermometer i der Furche, das auf dem Boden ruhte, aber nicht davon bedeck war, zeigte einen Grad Kälte mehr als das unter dem Schnee; di Differenzen mit der Lufttemperatur waren hier also geringer, si schwankten zwischen —1° bis —3,5°.

Im Vergleich zur Luft wird der Boden am Tage sich stärke erwärmen als die Luft, aber auch des Nachts stärker als diese er kalten, da er die Wärme überhaupt in stärkerem Maasse als di Luft absorbirt und ausstrahlt. Indessen ist die Erkaltung, welch der Boden durch die nächtliche Wärmeausstrahlung erfährt, abhän gig von der grösseren oder geringeren Heiterkeit des Himmels. Ei

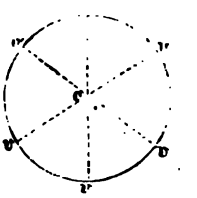
[1]) Mém. de l'acad. 1789.

mit Wolken bedeckter Himmel hält die Wärmestrahlen des Bodens auf, so dass derselbe weniger erkaltet, als bei heiterer Witterung. In heiteren und windstillen Nächten ist die Wärmeausstrahlung des Bodens am grössten. Ist die Luft bewegt, so kann der Boden durch Berührung mit wärmeren Luftschichten einen Theil der Wärme wieder gewinnen, die er durch Ausstrahlung nach dem Himmel hin verliert.

65. Die Wärme, welche die Oberfläche des Bodens gewinnt, wird zum Theil in die Erde eindringen, und zwar auf dem Wege der Leitung, d. h. durch Strahlung von einem Massentheilchen zum nächsten, indem jedes Theilchen eine gewisse Wärmequantität absorbirt und ausstrahlt. Die Geschwindigkeit, womit die Wärme in das Innere eindringt, wird natürlich von dem Wärmeleitungsvermögen der Bodenschichten abhängen, das für verschiedene Bodenarten ungleich, für alle jedoch nur gering ist [1]).

Nun werden sich in Folge des Eindringens der von der Sonne herrührenden Wärme in das Innere alle Temperaturschwankungen an der Oberfläche auch in der Erdkruste, bis zu einer gewissen Tiefe hinab, geltend machen. Tritt an einer bestimmten Stelle der Oberfläche ein Maximum der Temperatur ein, so wird dieses nach einer gewissen Zeit auch in einer vertikal darunter gelegenen Stelle auftreten; und wenn die Stelle an der Oberfläche durch Ausstrahlung oder Mittheilung ihrer Wärme beträchtlich erkaltet ist, so wird sich diese Erkaltung auch auf die tiefer gelegenen Stellen der Erde erstrecken. Die äusseren Temperaturen an der Oberfläche dringen vertikal in das Innere, so dass alle Punkte einer Vertikalen *oc*, die man sich von einem Punkte der Oberfläche nach dem Mittelpunkte der Erde gezogen denkt, bis zu einer gewissen Tiefe allmälig ganz ähnliche Uebergänge von einem Maximum zu einem Minimum der Temperatur und umgekehrt erfahren werden, als der entsprechende Punkt an der Oberfläche. Wie der letztere, so werden auch jene Punkte im Innern, dem scheinbaren Laufe der Sonne gemäss, eine tägliche und jährliche Periode der Temperaturveränderungen haben. Indessen reichen die täglichen

Fig. 6.



[1]) Ueber die relative Wärmeleitungsfähigkeit verschiedener Felsarten s. v. Helmersen, Poggend. Ann. Bd. LXXXVIII. S. 43[illegible].

Veränderungen der Temperatur zu einer geringeren Tiefe hinab als die jährlichen. Der Spielraum der letzteren, der gegeben ist durch die Differenz zwischen den Extremen in der jährlichen Periode, wird um so kleiner, je tiefer die Punkte unterhalb der Oberfläche gelegen sind. Da nämlich die von oben eindringende Wärme theils durch Strahlung und die Wärmecapacität des Bodens sich vermindert, theils im Innern durch Mittheilung an angrenzende Massen gewinnt oder verliert; so müssen die Veränderungen der Temperatur, sowohl die jährlichen als die täglichen, nach unten hin immer mehr abnehmen, dergestalt, dass die Wärme in einer gewissen Tiefe einen constanten Werth erreicht, der, im Verlauf der Zeit unveränderlich, mit der mittleren Temperatur an der Oberfläche nahe übereinstimmen wird. Auch muss jedem Punkte der Vertikalen, soweit sie von dem Wechsel der Temperatur an der Oberfläche afficirt wird, eine constante Mitteltemperatur zukommen, die jedoch, wie die an der Oberfläche, erst aus einer längeren Beobachtungsreihe abgeleitet werden kann.

Da die mittleren Temperaturen an der Oberfläche der Erde für verschiedene Orte verschieden sind, so wird auch die constante Temperatur in der Tiefe in verschiedenen Vertikalen von ungleicher Grösse sein. Wie im Allgemeinen die Temperatur an der Oberfläche vom Aequator nach den Polen hin abnimmt, so werden auch im Allgemeinen die constanten Temperaturen in der Tiefe an den Stellen, wo die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, mit Annäherung an die Pole kleiner ausfallen. Unter dem Aequator wird der Boden am stärksten von Seiten der Sonne erwärmt; daher wird die Wärme von hier nach den Polen im Innern seitlich abströmen, und ein Gleichgewicht sich nur insoweit herstellen, als jeder Punkt, der auf dem Wege der Fortpflanzung liegt, in jedem Moment eben so viel Wärme empfängt als er abgibt.

66. Das Vorstehende lässt sich auf dem Wege der mathematischen Analysis, wie es von Fourier [1]) geschehen ist, weiter verfolgen. Ohne Zweifel müssen die Tiefen, bis zu denen sich die von der Sonne herrührenden Temperaturschwankungen in das Innere der Erde erstrecken, von der Länge der Perioden abhängen, welche die Temperaturen an der Oberfläche durchwandern, und zwar so,

[1]) Mém. de l'acad. l'Institt. de France V. 1826; Ann. de chim. et phys. T. XIII. — XXVII. Zusammengefasst in seiner théorie analytique de la chaleur.

dass dieselben mit der Länge dieser Perioden zu- und abnehmen. Die Perioden, die hier in Betracht kommen, sind aber der Tag und das Jahr. Wären beide kürzer als sie sind, so würden die ihnen zugehörigen Temperaturschwankungen weniger tief eindringen, was auch der Fall sein würde, wenn bei unveränderter Länge beider Perioden die Leitungsfähigkeit der Massen, aus welchen die Erdkruste besteht, eine geringere wäre, als sie ist. Nach Fourier's Rechnung verhalten sich nun die Tiefen, welche die täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen erreichen, wie die Quadratwurzeln aus den entsprechenden Perioden, also, wenn man die Länge des Jahres zu 365,25 mittleren Tagen annimmt, wie $\sqrt{1} : \sqrt{365{,}25} = 1 : 19{,}1$. D. h. die jährlichen Wärmeänderungen dringen etwa 19mal tiefer in die Erde als die täglichen, oder, was dasselbe, die Punkte, worin die letzteren verschwinden, liegen der Oberfläche 19mal näher als diejenigen, in welchen die jährlichen aufhören merklich zu sein.

In Hinsicht auf die Abnahme der Temperaturdifferenzen oder des Spielraumes der Wärme mit wachsender Tiefe gelangte Fourier zu dem Satze, dass die Differenzen in einer geometrischen Reihe abnehmen, wenn die Tiefen in einer arithmetischen Reihe wachsen. Dies gibt zur Berechnung des Spielraumes in irgend einer Tiefe die Formel $\log \Delta p = a - bp$, worin Δp die der Tiefe p entsprechende Temperaturdifferenz bezeichnet, und a und b zwei erfahrungsmässig zu bestimmende Constanten sind.

67. Man hat nun an verschiedenen Orten mittelst eingegrabener Thermometer Beobachtungen angestellt, um über die Schwankungen der Bodenwärme und die mittleren Temperaturverhältnisse der Erdrinde in verschiedenen Tiefen Aufschlüsse zu erhalten. Dergleichen Beobachtungen [1]) sind angestellt von Ott in Zürich [2]) 4½ Jahr lang zwischen 1762 und 1768; zu Edinburg von Leslie in den Jahren 1816 und 1817, und später ebenda von Forbes [3]); zu Strassburg von Herrenschneider [4]) in den Jahren 1821, 1822

[1]) Die ersten Beobachtungen dieser Art sind wohl die von Hales, welcher im Jahr 1724 Thermometer in 2, 4, 8, 16, 24 Zoll Tiefe eingegraben hatte, um zu erfahren, wie tief der Frost in die Erde eindringe, wobei sich fand, dass die Veränderungen mit steigender Tiefe abnehmen.

[2]) s. Kupffer: Poggend. Ann. Bd. XXXII. S. 276.

[3]) Edinb. Philos. Journ. 1841, and Philos. Transact. XVI. 1846.

[4]) Pouillet Eléments de Physique. T. II. p. 644.

und 1823; zu Heidelberg und Schwetzingen von Muncke [1]; zu Upsala von Rudberg [2]; zu Brüssel von Quetelet [3], zu Bonn von Bischof [4], und zu Paris von Arago. — Die zu diesen Beobachtungen benutzten Thermometer waren meist Weingeistthermometer mit langen Röhren, deren Scala etwas aus dem Boden hervorragte. Die bedeutende Länge dieser Röhren erfordert eine Correction in Hinsicht auf die ungleiche Temperatur der Schichten, durch welche sie hindurchgehen. Nach Arago lässt sich diese Correction in der Weise vornehmen, dass man mit Weingeist gefüllte Thermometerröhren von gleicher Länge und Weite, aber ohne Kugel, neben die Thermometer einsenkt, deren Kugeln die Tiefe der Schicht bestimmen, in Bezug auf welche die Temperaturen gemessen werden sollen. Die an jenen Röhren beobachteten Veränderungen dienen als Correctionsgrössen.

68. Muncke benutzte zu seinen Beobachtungen über die Bodenwärme eingegrabene Quecksilberthermometer. Derselbe senkte in Heidelberg in einem ringsum eingeschlossenen, aber der freien Luftströmung im Neckarthale ausgesetzten Garten drei Thermometer in die Erde ein. Der Boden besteht bis 1,5 Fuss Tiefe aus schwerer Dammerde und weiter unten aus sog. schwerem Thonboden. Die mit Quecksilber gefüllten Thermometer besassen unten eine weiten und langen Cylinder von dickem Glase, welcher bei der längsten 1,5 Zoll lang und fast 0,5 Z. weit war, bei den folgenden verhältnissmässig kleiner. Diesen Cylindern waren die feinsten Haarröhrchen angeschmolzen, in welchen der Quecksilberfaden sich kaum der Wahrnehmung darbot. Für die Scala wurde eine weitere Glasröhre angeschmolzen, welche die Grade mit Flusssäure eingeätzt enthielt. Die Thermometer wurden in einen ausgehöhlten, aus zwei Hälften bestehenden hölzernen Cylinder gelegt, so dass sie unten auf Baumwolle ruhten und die Quecksilbergefässe durch zwei Einschnitte in das Holz dem freien Zutritte des Erdbodens fast ihre

---

[1]) Gehler's phys. Wörterb. N. A. Bd. IX. S. 296.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XXXIII. S. 251, Bd. XXXIX. S. 112.

[3]) Mémoire sur les variations diurne et annuelle de la Température et particulier de la Température terrestre à differentes profondeurs, d'après les observations faites à l'Observatoire de Bruxelles par A. Quetelet. Brux. 1837. — Poggend. Ann. Bd. XXXV. S. 140. — Quetelet Climate de la Belgique, 1845.

[4]) Die Wärmelehre des Innern unseres Erdkörpers etc. S. 98.

ganzen Dicke nach ausgesetzt waren. Nach Bohrung der zur Aufnahme dieser Thermometer bestimmten Löcher wurden sie mit ihren durch Eisendraht zusammengebundenen Hüllen so eingesenkt, dass die hervorragenden Scalen bequem durch Einschnitte in die hölzernen Cylinder abgelesen werden konnten. Der freie Raum um dieselben wurde mit grobem Sande ausgefüllt. Absichtlich war die bezeichnete Construction der Thermometer mit einem weiten Gefässe, einer diesem angemessenen grossen Weite des Quecksilberfadens in dem oberen Theile der Röhre, worauf die Scala geätzt, und dem feinen zwischen beiden befindlichen Haarröhrchen gewählt, um den Einfluss der ungleichen Temperatur auf die Ausdehnung dieses feinen Quecksilberfadens zu beseitigen. Gegen die anhaltende directe Wirkung der Sonnenstrahlen waren die Thermometer durch eine an der Südseite befindliche Weinhecke geschützt; doch fielen die Strahlen zuweilen durch die Blätter, und der Luftzug durch diese war hinreichend frei. Die Beobachtungen geschahen anfänglich mehrmals an einem Tage, nachher meist täglich; später entstanden jedoch, wie Muncke bemerkt, in einzelnen Monaten nicht unbedeutende Lücken, weshalb die Resultate nicht den reellen Werth haben, den sie hätten erlangen können.

Um das Verhalten der Wärme in verschiedenen Erdarten kennen zu lernen, veranstaltete Muncke später noch ganz ähnliche Beobachtungen zu Schwetzingen bei Heidelberg. Die Gegend von Schwetzingen hat ganz leichten Sandboden und gewährt in dieser Beziehung einen vollkommenen Gegensatz gegen den schweren Thonboden, worin die Thermometer zu Heidelberg gestanden hatten. Der Boden des Schwetzinger Gartens, in welchen die Thermometer eingesenkt wurden, bestand bis 1,5 Tiefe aus ziemlich fruchtbarer, leichter Dammerde, dann noch etwa 1,5 bis 2 F. tief aus einem Gemenge von feinem Sande und Dammerde, worin die Quantität des ersteren zunehmend grösser wurde, und tiefer aus reinem, feinem Sande. Gegen die Sonnenstrahlen waren die Thermometer hier minder als in Heidelberg geschützt, erst von zwei Uhr Nachmittags an durch eine Mauer, früher unregelmässig durch benachbarte Pflanzen und Sträucher. Der über den Boden hervorragende Theil war aber gegen den Einfluss des Regens und zur Vermeidung zu baldigen Moders durch eine Hülse von Weissblech geschützt, die für die Zeit der Beobachtung abgehoben wurde. Die Beobachtungen übernahm ein bejahrter, zuverlässiger Gartenaufseher, gewöhn-

lich einen um den andern Tag, selten mit Unterbrechungen von zwei bis höchstens vier Tagen; daher die erhaltenen Mittel für genau gelten können.

69. In anderer Weise verfuhr G. Bischof in Bonn. Derselbe liess im freien Felde einen ausgemauerten Schacht von 3,5 Fuss Durchmesser bis zu einer Tiefe von 40 F. herstellen, und in demselben hölzerne Röhren von 36, 30, 24, 18, 12 und 6 rheinl. Fuss Länge und 7 Zoll Weite so einsetzen, dass sie einander nirgend berührten. In diese Röhren wurden bis auf deren Grund mit Wasser gefüllte Flaschen, die zwischen zwei, durch hölzerne Leisten festgehaltene, Bretchen gestellt waren, hinabgelassen. Am oberen Bretchen befand sich ein Bügel von Eisendraht, welcher durch einen Haken an einem Seile leicht gefasst werden konnte, wenn man die Flasche mit ihrem Halter rasch heraufziehen wollte. Zum Abhalten der äusseren Luft diente ein Embolus (Stempel) von Werg in Leinwand an einer 6 Fuss langen hölzernen Stange. Ausserdem wurde der Raum über demselben mit Werg verstopft, dann der ganze Schacht wieder mit Erde gefüllt und durch ein Dach gegen das Eindringen des Regenwassers geschützt. Die Flaschen mussten nun nebst ihrem Inhalte die Temperatur des Bodens in der Tiefe, wo sie sich befanden, annehmen. Diese Temperatur wurde aber in der Weise beobachtet, dass man die Flaschen nach einer gewissen Zeit schnell heraufzog, in das Wasser ein Thermometer tauchte und dessen Stand ablas.

Im Vergleich zu der oben beschriebenen Methode, nach welcher die Bodenwärme in verschiedenen Tiefen durch eingegrabene Thermometer angezeigt wird, hat diese von Bischof benutzte und empfohlene Methode einige Nachtheile, andererseits aber auch einige Vortheile, die bereits Muncke hervorgehoben hat. In Hinsicht auf die Nachtheile äussert Muncke, dass die gewöhnliche Beschaffenheit des Bodens schon durch das Abteufen und Ausmauern eines Schachtes, sowie durch das Abhalten des meteorischen Wassers und die ungleich hohe, über den Flaschen befindliche Luft bei weitem mehr geändert werde, als wenn man ein enges Bohrloch mache, in dieses ein Thermometer einsenke und dann die Oeffnung wieder mit derselben Erde ausfülle. Ein zweiter Mangel liege darin, dass man nicht oft genug beobachten könne, um den eigentlichen Gang der Schwankungen und des Wechsels der Temperatur in verschiedenen Tiefen und den Zeitpunkt genau wahrzunehmen, wann die Verän

derungen beginnen. Der grössten Schärfe thue es ferner einigen, wenn auch nur geringen Abbruch, dass beim Herausnehmen der Flasche die Röhre geöffnet werden müsse, wobei namentlich in der kalten Jahreszeit sofort ein Strom kalter Luft in dieselbe hinabsinke, nicht gerechnet, dass auch die Temperatur des Wassers in der Flasche sich ändere und daher diese an ihren Ort wieder hinabgelassen der Umgebung eine absolut zwar unbedeutende, dennoch aber einigen Einfluss äussernde, Wärmemenge entziehen oder zuführen könne. Alle diese Hindernisse würden bei eingegrabenen Thermometern wegfallen, wie man auch dem störenden Einflusse der ungleichen Wärme in den oberen Schichten der Erde auf den Flüssigkeitsfaden in der langen Röhre solcher Thermometer begegnen könne, wenn man nur sehr weite Gefässe an eigentlichen Haarröhrchen dazu wähle. Dagegen ist die Anwendung derartiger Thermometer nicht zulässig, wenn man bis zu 40 Fuss Tiefe hinabgehen will, wo dann die von Bischof vorgeschlagene Methode um so geeigneter erscheint, je seltner man wegen unbedeutender Aenderung der Temperatur die Messung vorzunehmen hat.

70. Beispielsweise theilen wir hier die Resultate einiger an verschiedenen Orten gewonnenen Beobachtungsreihen über die Bodenwärme mit. Die oben angesezten Zahlen geben die Tiefen an, bis zu welchen die betreffenden Thermometer eingesenkt waren; die übrigen die Mitteltemperaturen für die beigesetztsn Zeiträume.

Voran stellen wir die aus Ott's Beobachtungen in Zürich erhaltenen Werthe [1]). Die Temperaturangaben beziehen sich auf die hunderttheilige Scala (°C.).

	¼′	½′	1′	2′	3′	4′	6′ Tiefe
Januar	0,3	0,5	1,6	2,5	3,0	4,8	7,0
Februar	0,6	0,2	1,5	2,3	2,8	4,4	5,5
März	7,7	4,5	5,0	4,5	4,5	5,0	5,5
April	11,7	8,8	8,8	8,1	8,1	7,2	7,2
Mai	14,8	13,2	13,2	11,7	11,6	11,4	10,0
Juni	19,4	16,1	16,1	15,0	13,8	13,2	11,7
Juli	19,5	17,7	16,6	16,1	16,1	15,1	13,8
August	17,8	17,2	10,6	16,1	16,3	16,1	15,2
September	15,0	14,4	15,0	15,1	15,3	15,2	15,2
October	10,6	10,4	16,6	10,5	11,7	12,0	13,4
November	5,0	5,6	6,1	8,0	8,8	9,4	11,6
December	2,2	2,0	2,7	4,0	5,0	7,2	9,4
Mittel	10,4	9,3	9,4	9,4	9,7	10,1	10,5

[1]) Nach Dove's Repertor. d. Physik. Bd. III. S. 289.

Die folgenden Resultate beziehen sich auf Edinburg; die Mittel aus den Beobachtungen zweier Jahre (1816 u. 1

	1′	2′	4′	8′ Tiefe.
Januar	1,28	3,05	4,78	6,69
Februar	1,86	3,33	4,61	5,75
März	2,89	3,58	4,80	5,78
April	5,75	4,67	5,55	6,22
Mai	7,45	6,67	6,66	6,72
Juni	10,75	9,83	8,52	8,22
Juli	12,56	12,09	10,78	9,34
August	10,94	11,78	10,72	9,83
September	11,28	11,11	11,06	10,19
October	7,97	9,63	9,74	9,83
November	4,72	6,81	8,14	8,10
December	2,61	4,67	6,64	7,89
Mittel	6,67	7,27	7,67	7,87

Die folgende Tabelle enthält die mittleren Werth Muncke's Beobachtungen in Heidelberg (von 1820—182 Thermometergrade beziehen sich auf Réaumur.

	1′8	3′6	5′3 Tiefe
Januar	1,27	4,00	4,47
Februar	1,69	3,40	3,69
März	4,03	4,36	4,33
April	7,46	6,30	5,96
Mai	11,53	9,59	8,51
Juni	14,11	11,90	11,01
Juli	15,83	13,73	12,77
August	15,46	13,98	13,49
September	14,07	13,41	13,43
October	10,22	11,23	11,20
November	6,01	8,08	9,01
December	4,04	7,48	6,51
Jahr	8,80	8,95	8,84

Die Beobachtungen in Schwetzingen bei Heidelbe 1829—1835) führten zu nachstehenden Werthen (Réaum

[1] Gehlers phys. Wörterb. Bd IX. S. 807.

	2'3	4'	5'5 Tiefe
Januar	1,41	3,99	4,38
Februar	1,21	3,78	3,74
März	3,17	4,93	4,66
April	6,31	7,52	6,52
Mai	10,78	10,37	9,21
Juni	14,34	13,74	12,29
Juli	16,37	14,99	13,90
August	16,44	15,63	14,52
September	14,24	14,31	13,14
October	11,27	12,08	11,3
November	7,11	9,07	8,7
December	4,11	6,23	6,3
Jahr	8,89	9,71	9,07

In Upsala ergaben sich für das Jahr 1834 folgende Werthe (°C.).

	1'	2'	3' Tiefe
Januar	—1,51	—0,42	0,40
Februar	—0,38	—0,02	0,24
März	0,35	0,63	0,80
April	3,36	3,02	2,74
Mai	8,90	8,09	7,28
Juni	13,65	12,50	11,29
Juli	18,260	16,653	15,104
August	18,450	17,686	16,650
September	12,903	13,381	13,680
October	7,370	7,932	8,551
November	2,201	3,098	4,970
December	0,364	1,305	2,310
Jahr	6,992	6,989	7,000

Von den für Brüssel gewonnenen Werthen führen wir die aus dem Jahre 1835 an.

	Oberfl.	0',58	1',38	2',31	3',08	6'	12'	24'
Januar	4,1 °C.	4,54	5,31	6,34	7,24	9,72	12,05	12,51
Februar	6,0	5,54	5,91	6,51	7,14	8,87	11,11	12,26
März	6,5	5,23	5,79	6,57	7,10	8,57	10,52	11,98
April	10,1	7,61	7,56	7,74	8,14	8,74	10,21	11,09
Mai	13,5	10,42	10,47	10,25	10,27	9,65	10,36	11,48
Juni	18,0	14,57	14,49	14,04	13,69	11,71	11,06	11,34
Juli	20,5	16,39	15,83	15,35	15,16	13,59	12,28	11,46
August	19,6	16,63	16,85	16,74	16,75	15,22	13,49	11,74
September	16,3	14,13	14,79	15,25	15,65	15,55	14,36	12,13

	Oberfl.	0',58	1',38	2',31	3',08	6'	12'	24'
October	10,4°C.	10,02	11,16	12,19	13,14	14,64	14,58	12,53
November	5,5	5,75	7,01	8,27	9,54	12,45	13,96	12,85
December	2,3	3,96	5,48	6,85	8,43	10,82	12,82	12,84
Mittel	11,0	9,60	10,05	10,50	11,02	11,63	12,23	12,06

Aus den Beobachtungen im Jahre 1836 fand sich zu Brüssel in einer Tiefe von 12' eine Mitteltemperatur von 11,87° C. und in 24' Tiefe eine solche von 12,06°; im Jahre 1837 in denselben Tiefen resp. 11,41° C. und 11,95°.

Bischof in Bonn erhielt in 6' Tiefe eine Mitteltemperatur von 7,795° R., in 12 F. 7,855, in 18 F. 8,018, in 24 F. 8,137, in 30 F. 8,287, und in 36 F. 8,453° R.

71. Die angeführten Monatsmittel lassen erkennen, dass die Bodenwärme in den bezeichneten Tiefen im Verlaufe des Jahres einer ähnlichen Veränderlichkeit unterworfen ist als die Temperatur der Luft an der Oberfläche. Auch kann man diese Mitteltemperaturen benutzen, um den jährlichen Gang der Bodenwärme graphisch darzustellen, der sich jedoch, wenngleich minder anschaulich, schon aus einer Vergleichung der zusammengehörigen Werthe ergibt. Im Allgemeinen ersieht man aus den mitgetheilten Zahlenwerthen, dass die jährlichen Mitteltemperaturen mit wachsender Tiefe zunehmen, wogegen die Temperaturschwankungen mit der Tiefe geringer werden.

Die in verschiedenen Tiefen beobachteten Temperaturen können auch zur Bestimmung der Constanten a und b in der Formel $\Delta p = a + bp$ dienen, so dass dann diese Formel geeignet ist die einer Tiefe p entsprechende Temperaturdifferenz Δp zu ermitteln. Quetelet bestimmte, gestützt auf die Angaben der eingesenkten Thermometer, die betreffenden Constanten für eine Reihe von Orten. Es ergab sich für Edinburg $\log \Delta p = 1{,}068119 - 0{,}05260\,p$, für Upsala $\log \Delta p = 1{,}29245 - 0{,}05265\,p$, für Zürich $\log \Delta p = 1{,}21741 - 0{,}03844\,p$, für Strassburg $\log \Delta p = 1{,}2787 - 0{,}03844\,p$, für Paris $\log \Delta p = 1{,}37633 - 0{,}04856\,p$, für Brüssel $\log \Delta p = 1{,}15108 - 0{,}04149\,p$.

72. Aus diesen Formeln fanden sich dann für die Tiefen in welchen die grössten Temperaturveränderungen resp. nur noch 1°; 0,1°; 0,01° betragen würden, nachstehende Werthe.

	1°	0,1°	1,01° C.
Edinburg	20,3	39,3	58,3
Upsala	24,6	43,5	62,5
Zürich	27,3	49,5	71,4
Strassburg	31,0	56,0	81,0
Paris	28,0	48,5	68,9
Brüssel	27,7	51,8	75,9

Hiernach würden also die in der letzten Columne aufgeführten Tiefen, in welchen die grösste Temperaturveränderung nur noch 0,01° C. beträgt, die Punkte unter der Erdoberfläche angeben, wo die jährlichen Temperaturschwankungen zu verschwinden anfangen.

Da nun aber die täglichen Veränderungen der Wärme in einer 19mal geringeren Tiefe verschwinden, als die jährlichen, so braucht man nur jene Tiefe durch 19 zu dividiren, um den Abstand von der Erdoberfläche zu erhalten, in welchem die täglichen Veränderungen für die bezeichneten Orte verschwinden. Auf Grund der obigen Angaben können wir die Grenzen, zwischen welchen die den jährlichen Temperaturschwankungen zugehörigen Tiefen liegen, zu 60 und 75 Fuss nehmen, wonach die Tiefen, in denen die täglichen Schwankungen verschwinden, zwischen 3 bis 4 F. liegen würden.

Muncke bestimmte für seine Beobachtungen in Heidelberg die Constanten der Formel $\log \Delta p = a + bp$, und erhielt den Ausdruck $\log \Delta p = 1{,}2499318 - 0{,}04025\,p$; für die Beobachtungen in Schwetzingen $\log \Delta p = 1{,}2528539 - 0{,}03729\,p$. Als Mittel aus beiden Werthen giebt er $\log \Delta p = 1{,}25042 - 0{,}03877\,p$.

Wie an den beiden genannten Orten die Temperaturunterschiede mit wachsender Tiefe abnehmen, ergibt sich auf Grund der daselbst angestellten Thermometerbeobachtungen aus nachstehender Tabelle, welche für die beigesetzten Jahre die absoluten Unterschiede zwischen dem Maximum und Minimum der Temperatur in den bezeichneten Tiefen enthält.

Erste Beobachtungsreihe.

Jahr	1,'8	3',6	5',3
1820	16,6° C.	12,7	10,8
1821	17,2	11,3	9,6
1822	18,0	12,9	11,4
1823	16,4	11,8	9,8
1824	19,3	10,6	11,6
1826	18,6	13,0	12,0
1827	18,0	12,8	10,9
1828	18,2	12,0	9,8
Mittel	17,78	12,14	10,74

Zweite Beobachtungsreihe.

Jahr	2',3	4'	5',5
1829	21,5° C.	15,0	12,0
1830	16,0	12,0	10,0
1831	15,5	10,5	10,0
1832	22,5	17,5	15,0
1833	14,0	13,0	11,0
Mittel	17,90	13,60	11,60

Bischof gewinnt durch Combination der mit vier Thermometern erhaltenen Werthe für rheinische Fuss und Réaumur'sche Grade die Formel $\log \Delta p = 1{,}0258387 - 0{,}0415604\,p$, nach welcher die jährlichen Veränderungen der Temperatur in einer Tiefe von 72,8 rhein. Fuss nur noch 0,01° R. betragen, und demgemäss in 70,3 Par. Fuss Tiefe verschwinden würden. Aus Beobachtungen die ein ganzes Jahr umfassen, fanden sich für die Temperaturabnahme aus dem Unterschiede des Maximum und Minimum folgende Werthe.

	6′	12′	18′	24′	30′	36′ Tiefe.
Jährliches Mittel	7,795°	7,855	8,018	8,137	8,287	8,453
Unterschied. d. Max. u. Min.	9,90	6,50	3,90	2,20	1,25	0,65

Mittelst einer andern Formel, die Bischof noch zur Darstellung der Beobachtungsresultate benutzte, ergab sich, dass in einer Tiefe von 60 rhein. Fuss die jährliche Temperaturdifferenz nicht mehr als 0,0119° R. beträgt, und also daselbst zu verschwinden anfängt.

73. Es ist zu erwarten, dass die Tiefen, in welchen die von aussen eindringenden Temperaturschwankungen verschwinden, sowohl von der Beschaffenheit des Bodens als auch von der Grösse des Spielraumes der Wärmeänderungen an der Oberfläche abhängen. In ersterer Beziehung seien hier die Resultate erwähnt, die man zu Edinburg in verschiedenen Bodenarten gewonnen hat. In Trapptuff des Calton Hill auf dem Grundstück der Sternwarte, in dem homogenen Sandlager des Experimentalgarden und im dichten Kohlensandstein von Craigleith wurden Löcher von 3, 6, 12, 24 Par. Fuss Tiefe gebohrt und in denselben Weingeistthermometer vom Februar 1837 bis Februar 1838 wöchentlich einmal abgelesen. Der jährliche Spielraum (Differenz der Extreme) betrug

Tiefe	Trapp	Sand	Sandstein
3′	10,53°	11,23°	9,58° C.
6′	6,61	8,30	7,72
12′	3,05	4,19	5,22
24′	0,80	1,16	2,28

Der jährliche Spielraum verschwindet aber im Trapp bei 58′ im Sand bei 72′, und im Sandstein bei 97′ Tiefe. [1])

[1]) Zur Bestimmung der Wärmeänderung, welche der Tiefe p entspricht

Boussingault [1]) fand in der heissen Zone Südamerikas, dass hier schon in einer Tiefe von 1 Fuss die täglichen Temperaturänderungen verschwinden. Das Thermometer zeigte Monate lang Schwankungen von nur 0,1 bis 0,2°, so dass hier auch die jährlichen Schwankungen in einer verhältnissmässig geringen Tiefe verschwinden müssen, was wohl mit dem geringen Spielraum der Wärme an der Oberfläche zusammenhängen mag. Indessen zeigen die Beobachtungen Caldecott's [2]) zu Trevandrum in Ostindien (8° 30′ 32″ N. Br.), dass in diesem Theile der Tropenzone sich die Temperaturschwankungen doch zu einer grösseren Tiefe erstrecken, als man nach den Angaben Boussingault's erwarten sollte.

	Bodentemperatur			Mittlere Lufttemperatur
	12′ Tiefe	3′ Tiefe	6′ Tiefe	
1842 Mai	86,805 ° F.	87,349	86,742	80,09 ° F.
Juni	—	86,742	84,977	79,32
Juli	86,938	85,789	83,901	78,73
August	86,383	84,940	83,147	77,90
September	85,930	85,052	84,237	78,28
October	85,843	85,237	84,437	79,10
November	85,783	84,899	83,307	77,82
December	85,535	85,057	84,507	78,96
1843 Januar	85,783	86,212	85,759	79,05
Februar	86,085	86,809	88,047	80,09
März	86,643	88,579	89,457	82,36
April	—	—	89,114	81,58
Mai	—	88,224	87,202	80,62
Juni	—	85,739	83,549	78,21
Juli	86,043	83,879	81,777	77,29

diente die Formel $\log \Delta p = a - bp$, wo die Constante $b = \sqrt{\frac{\pi c}{k}} \cdot \log e$ ist. c bezeichnet hier die specifische Wärme und k die Leitungsfähigkeit des Bodens. Die Constante a hängt ebenfalls von der specifischen Wärme und der Leitungsfähigkeit des Bodens ab, ausserdem aber noch von der geographischen Lage und dem Sonnenstande. Die Werthe von b waren für Trapp $= -0{,}0547$, für Sand $= -0{,}0440$, für Sandstein $= -0{,}0317$; daher sich die Leitungsfähigkeit des Bodens, wenn man die eben angeführten Werthe der Reihe nach durch b_1, b_2, b_3 bezeichnet, und gleiche Wärmecapacität voraussetzt, wie $\frac{1}{b_1^2} : \frac{1}{b_2^2} : \frac{1}{b_3^2}$ verhalten wird.

[1]) Ann. de chim. et de phys. T. LIII. p. 226.

[2]) Proced. of the Roy. Soc. Edinb. Vol. II. p. 29; Poggend. Ann. Ergänzungsbd. 72. b. S. 191.

Hiernach ist also der jährliche Spielraum der Wärme in 3 1 5′ Tiefe noch sehr merklich und selbst in einer Tiefe von 12′ n keineswegs verschwunden.

74. Da die Temperaturveränderungen an der Oberfläche 1 allmälig in die Erde eindringen können, so müssen sich natürl die Extreme der Temperatur in den tieferen Schichten später tend machen als in denen, welche der Oberfläche näher lieg was denn auch die Erfahrung in der That bestätigt hat. So f sich nach Quetelet's Beobachtungen zu Brüssel für das Jahr 18 dass, wenn das Maximum der Wärme in der jährlichen Periode der Oberfläche d. 20. Juli hervortritt, dasselbe in einer Tiefe 6′ am 8. September, in 12′ Tiefe am 7, 8. October, und in am 3. December vorkommt. Das Minimum der Temperatur ere nete sich in demselben Jahre an der Oberfläche am 9. Januar, einer Tiefe von 6′ am 19. März, in 12′ Tiefe am 20. April, und 24′ am 16. Juni. Aus den Beobachtungen mehrerer Jahre (v 1834—1836) ergab sich im Mittel, dass das an der Oberfläche 20. Juli stattfindende Maximum am 12. December, also nach 1 Tagen, in der Tiefe von 24 Fuss anlangt. Das Minimum, an Oberfläche im Mittel auf den 15. Januar gesetzt, gebraucht 1 Tage, um am 14. Juni in 24′ Tiefe einzutreffen. In Hinsicht den Eintritt der mittleren Wärme in 24 Fuss Tiefe sind aber 1 Tage, vom 30. April bis zum 10. September, und 146 Tage, v 15. October bis zum 11. März, erforderlich. Hiernach beträgt de als Mittel aus allen Bestimmungen, die Zeit, in welcher die äuss Wärme eine 24 Fuss dicke Erdschicht durchdringt, nach den B obachtungen zu Brüssel etwa 144 Tage, woraus folgt, dass 1 F in $\frac{144}{24} = 6$ Tagen durchdrungen wird.

Nahe dieselbe Geschwindigkeit findet sich aus den Beoba tungen Rudberg's in Upsala, sowie aus denen von Arago in Pa Bischof zu Bonn erhielt 1 Fuss in etwa 5 Tagen. Zu Edinb wurden, wie bereits hervorgehoben, Beobachtungen in drei versch denen Bodenarten: in Trapp, Sand und Sandstein angestellt. I Maximum der Wärme trat ein für Trapp in einer Tiefe v 3 Fuss am 17. August, in 6′ Tiefe am 2. September, in 12′ 15. October und in 24′ am 6. Januar; für Sand in 3′ Tiefe 17. August, in 6′ am 28. August, in 12′ am 8. October, in 2 am 27. December; für Sandstein in 3′ am 13. August, in am 27. August, in 12′ am 19. September, in 24′ am 4. Novemb

Das Minimum der Temperatur fand sich aber für Trapp in 3 Fuss am 21. Februar, in 6′ am 19. März, in 12′ am 22. April, in 24′ am 8. Juli; für Sand in 3′ am 21. Februar, in 6′ am 11. März, in 12′ am 22. April, in 24′ am 27. Juni; für Sandstein in 3′ am 15. Februar, in 6′ am 24. Februar, in 12′ am 20. März, in 24′ am 6. Mai. Hiernach gebraucht die Wärme, um 1 Fuss zu durchdringen, im Trapp 6,5, im Sand 6 und im Sandstein 3,7 Tage.

Kennt man die Geschwindigkeit, womit die jährlichen Temperaturphasen in die Erde dringen, so findet man die Geschwindigkeit für die täglichen, wenn man die ersteren durch 14 dividirt [1]). Dies gibt, falls man für die jährlichen Temperaturphasen im Mittel einen Fortschritt von 1 Fuss in 6 Tagen (oder 144 Stunden) nimmt, eine Geschwindigkeit von 10,21 Stunden für die täglichen. Quetelet fand bezüglich der letzteren in Brüssel, dass 1 Fuss in 9,16 Stunden durchlaufen wird, und auf dem Faulhorn erhielten Bravais und Martins für 1 Fuss 9,42 Stunden.

Da mit wachsender Tiefe die Extreme der Temperatur in der jährlichen Periode immer später eintreffen, so folgt, dass in einer gewissen Tiefe das Maximum auftreten wird, wenn an der Oberfläche das Minimum hervortritt, und umgekehrt. Nach Beobachtungen von Reich in Freiberg fiel das Maximum in einer Tiefe von 30 Fuss auf den 4. Januar, und nach Beobachtungen von Bischof in Bonn (vom April 1836 — März 1837) in einer Tiefe von 36′ auf den 7.— 11. Januar, wogegen das Minimum in derselben Tiefe zur Zeit des 7.— 11. Juli eintrat.

75. Die Temperatur des Bodens nimmt mit der Erhebung desselben über das Niveau des Meeres ab. Einige vergleichende Beobachtungen über die Temperaturabnahme des Bodens und der Luft nach der Höhe hat Reich im Erzgebirge angestellt, wonach auf eine Temperaturabnahme von 1° C. bezüglich des Bodens eine Er-

---

[1]) Es ist (Nr. 66) bemerkt, dass die Tiefe, in der die jährlichen Wärmeänderungen unmerklich werden, 19mal grösser ist als diejenige, in welcher die täglichen verschwinden. Auch sind die Abstände zwischen den in die Tiefe dringenden jährlichen Extremen (und Mittelwerthen) der Temperatur 19mal grösser als die zwischen den entsprechenden täglichen Temperaturphasen; woraus sich entnehmen lässt, dass sich die täglichen Phasen etwa 14mal so schnell als die jährlichen fortpflanzen. Ist nämlich v die Grösse, womit die jährliche Temperaturphase in einem Tage nach der Tiefe fortschreitet, und x die Geschwindigkeit der täglichen Phase, so hat man $365{,}25\,v = 19\,x$, und hieraus annähernd $x = 14\,v$.

hebung von 193,4 Meter und hinsichtlich der Luft eine solche von 174,2m kommt. Demzufolge nimmt die Temperatur der Luft nach der Höhe rascher ab als die des Bodens. Bischof [1]) bestimmte mittelst einer 4 Fuss tief vergrabenen Flasche die Temperatur des Bodens in Bonn und auf der 1173′ höheren Löwenburg, und fand dass das Maximum und Minimum der Wärme in der Höhe später eintritt, als in der Ebene. In Bonn betrug die Bodenwärme 7,75° auf der Löwenburg 6,03°; daher der Temperaturunterschied beider Orte 1,72°. Dies gibt für eine Wärmeabnahme von 1° R. eine Erhebung von etwa 683′. Aus den Beobachtungen, die Boussingault an vielen (128) Orten in den Andes (zwischen 5° südl. und 10° nördl. Br.) anstellte, berechnete Bischof, dass unter den Tropen im Mittel bei einer Erhebung von 677′ die mittlere Wärme um 1° R. abnehme.

Nach den Untersuchungen von A. Schlagintweit [2]) erfolgt in den Alpen die Temperaturabnahme des Bodens nach der Höhe nicht nach einer ganz gleichmässigen arithmetischen oder geometrischen Reihe; sie geht langsamer vor sich in den Thälern als auf freien Abhängen oder Gipfeln, und erfolgt unter gleichen Umständen rascher in grösseren Höhen. An der Baumgrenze trifft man in den Alpen in den verschiedenen Gebirgszügen nahezu dieselben Temperaturen an, wenn auch die Höhe dieser Grenze selbst ziemlich verschieden ist. Die rascheste Abnahme der Bodentemperatur bemerkt man unmittelbar über der Baumgrenze.

76. Zur Veranschaulichung der Art und Weise, wie die mittlere Bodenwärme auf der Erde vertheilt ist, hat Kupffer [3]) die sogenannten Isogeothermen eingeführt, die erhalten werden, wenn man Orte gleicher mittlerer Bodentemperatur durch Linien miteinander verbindet. Die Bodenwärme muss in ähnlicher Weise wie die Temperatur der Luft, da beide von dem Einfluss der Sonnenstrahlen herrühren, mit wachsender geogr. Breite abnehmen. Daher kann man denn auch von der (in Nr. 41) aufgeführten Mayer'schen Formel zur Bestimmung des Laufes der Isogeothermen Gebrauch machen [4]).

[1]) Wärmelehre etc. S. 216.

[2]) Poggend. Ann. Bd. LXXVII. S. 305. 352.

[3]) Poggend. Ann. Bd. XV. S. 159.

[4]) Bezeichnet x die geographische Breite und t_x die derselben zugehörige mittlere Bodentemperatur, so hat man $t_x = a + b \cos 2x$, wo die Constanten a und b durch Beobachtungen über die Bodenwärme an gewissen Orten zu bestimmen sind.

der That hat Kupffer und später Kämtz [1]) diese Formel benutzt, um die Bodenwärme für verschiedene Meridiane zu ermitteln und demgemäss den Lauf einer gewissen Anzahl von Isogeothermen zu bestimmen. Indessen ist eine vom Aequator nach den Polen hin regelmässig abnehmende, der Breite proportionale Bodenwärme nicht zu erwarten; wie sich denn auch Kupffer und Kämtz zu der Ansicht bestimmt fanden, dass die Wärmeabnahme unter verschiedenen Meridianen nicht demselben Gesetze unterworfen sei. Deshalb ist aber auch an einen gemeinsamen, auf alle Meridiane zu beziehenden Ausdruck für das Gesetz der Wärmeabnahme nicht zu denken; vielmehr sind die Constanten in jener Gleichung für verschiedene Meridiane aus bekannten Beobachtungen über die Bodentemperatur verschiedener Orte besonders zu bestimmen. Dabei stützte man sich in Ermangelung directer Beobachtungen, wie sie mittelst eingesenkter Thermometer erhalten werden können, auf die aus der Quellenwärme entnommenen mittleren Bodentemperaturen. Man nahm früher ziemlich allgemein an, dass die mittlere Wärme der Luft sowohl als die des Bodens mit der Temperatur des am betreffenden Orte entspringenden Quellwassers übereinkomme. Diese Annahme ist jedoch, wie wir später erkennen werden, keineswegs allgemein richtig, ein Umstand, der freilich weder Kupffer noch Kämtz unbekannt war. Allerdings weicht auch an vielen Orten die Quellentemperatur nur unbedeutend von der mittleren Temperatur der Luft und des Bodens ab.

Bei Benutzung der Quellen zur Bestimmung der Bodentemperatur ist es, wie A. Schlagintweit gezeigt, unerlässlich, auf die geognostischen Formationen, die lokalen Verhältnisse und die dadurch bedingte Entstehungsweise der Quellen Rücksicht zu nehmen, um vergleichbare Resultate zu erhalten.

77. Das Wasser, welches aus der Atmosphäre auf die Erde fällt und in die letztere eindringt, kann nicht ohne Einfluss auf die Bodenwärme sein. Dieser Einfluss ist aber verschieden: je nach der Temperatur, die dem atmosphärischen Wasser selbst zukommt. In Gegenden unter höheren Breiten, wo vorzugsweise Sommerregen herrschen, und das Eindringen des kälteren Wassers im Winter und Frühjahr durch den Frost verhindert wird, muss die Temperatur

[1]) Meteorologie. II. S. 204.

des Bodens wie auch der Quellen höher sein als die mittlere Lufttemperatur. In der That fanden Kupffer [1]), Wahlenberg [2]) und L. v. Buch [3]) in Skandinavien, Nordrussland und Sibirien die aus der Quellentemperatur bestimmte Bodenwärme um 1° und selbst um mehrere Grade höher als die mittlere Luftwärme. Natürlich kann in höheren Breiten das auf den gefrornen Boden fallende Wasser erst beim Aufthauen eindringen. Die Wärme des die Quellen speisenden Wassers wird also in höheren Breiten grösser, einmal weil die grösste Wassermenge in den wärmsten Monaten fällt, und zweitens deshalb, weil das in den kältesten Monaten fallende Wasser mit einer Temperatur eindringt, die höher ist als die der Wintermonate. Dagegen wird an Orten, welche trockne Sommer und häufige Winterregen haben, wie Norwegen, Italien, die canarischen Inseln und viele Orte der heissen Zone, die Bodenwärme niedriger sein als die mittlere Lufttemperatur, während beide an Orten, wo der Regen ziemlich gleichmässig auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt ist und zu allen Zeiten in die Erde eindringen kann, nahezu übereinstimmen werden. — Hiernach haben wir zu erwarten, dass an den letztgenannten Orten die Isogeothermen, als Linien gleicher mittlerer Bodenwärme, mit den Isothermen, d. h. mit den Linien gleicher mittlerer Luftwärme zusammenfallen, dass hingegen in Klimaten häufiger Winterregen die Isogeothermen sich mehr dem Aequator, und in Klimaten vorherrschender Sommerregen mehr dem Pole als die Isothermen nähern werden.

Vom Aequator nach dem Pole hin nimmt die Bodenwärme in ähnlicher Weise wie die Luftwärme um so schneller ab, je mehr man sich dem Parallelkreise von 45° nähert, wogegen sie höher hinauf einen langsameren Gang befolgt.

78. Im Uebrigen ist nicht zu verkennen, dass Abweichungen der Bodenwärme von der mittleren Luftwärme noch durch mancherlei andere, locale Einwirkungen herbeigeführt werden können. So kann die Bodenwärme an manchen Orten durch das Ausströmen heisser Gase und Dämpfe erhöht, anderwärts aber durch den Einfluss der Seen und Meere entweder erniedrigt oder erhöht wer-

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. XV. u. XXXII.

[2]) Gilbert's Annalen, Bd. XLI.

[3]) Gilb. Ann. Bd. XXIV., u. Bd. XLI.; — Poggend. Ann. Bd. XII.

den [1]). Denken wir uns z. B. Orte, an welchen die mittlere Temperatur merklich tiefer als 0° ist, so wird die an der Oberfläche gebildete Eisdecke das tiefere Wasser gegen den unmittelbaren Einfluss der äusseren Kälte schützen; daher kann dasselbe flüssig bleiben und seine höhere Temperatur auch dem Boden mittheilen. Gletscher bewirken eine Erniedrigung der Bodenwärme, wenn sie in Gegenden hinabgehen, deren Mitteltemperatur über 0° ist. Man erkennt, dass dieselben auch auf ihre weitere Umgebung erkältend wirken müssen, insofern deren Wärme dem kälteren Gletschergrunde zuströmt. So fand Bischof nach einjährigen Beobachtungen die Bodentemperatur in 4 Fuss Tiefe zu Grindelwald = 7,3°, am Fusse des Mettenberges: in der Mitte etwa zwischen dem Dorfe und dem Gletscher, = 5°, und nahe am Gletscher nur = 1,7°.

79. An allen Orten, deren mittlere Jahrestemperatur unter 0° liegt, muss der Boden bis zu einer gewissen Tiefe fortwährend gefroren bleiben. Nach den Ermittelungen von Kämtz [2]) läuft die Isogeotherme von 0°, welche die südliche Grenze des immer gefrornen Bodens bezeichnet, durch die Hudsonsbay, Spitzbergen und Nord-Sibirien. An solchen Orten kann jedoch in der wärmeren Jahreszeit, je nach dem Maasse der Sonnenhitze, der Boden von der Oberfläche ab mehr oder minder tief aufthauen. Im District Nertschinsk (unter 52° N. Br.) thaut der Boden im Sommer bis 9 Fuss auf, tiefer hinab fand man ihn bis 42′ stets gefroren. Zu York-Factory, unter 57° N. Br., war im October 1835 der Boden 3′ tief aufgethaut; dann kam man auf eine 17,5 Fuss dicke gefrorne Schicht. Von Interesse sind auch die Temperaturbestimmungen, welche zu Jakuzk (62° N. Br.) in einem vom Kaufmann Schergin angelegten Brunnen (Schacht [3]) gewonnen wurden. Im Frühjahr 1844 beobachtete man daselbst mittelst Thermometer, die in verschiedenen Tiefen in die Wand des Schachtes eingefügt waren, die nachfolgenden Temperaturen.

Tiefe, engl. Fuss.	Temper. °R.	Tiefe, engl. Fuss.	Temper. °R.
7 „ „	„ —14,45	50 „ „	„ —6,40
15 „ „	„ —10,00	100 „ „	„ —5,45
20 „ „	„ — 8,80	150 „ „	„ —4,6

[1]) Studer, physik. Geogr. u. Geologie, II. S. 328.
[2]) Meteorologie, Th. II. S. 204 ff.
[3]) s. v. Middendorff: Poggend. Ann. Bd. LXII. S. 404.

Tiefe, engl. Fuss.	Temper. °R.	Tiefe, engl. Fuss.	Temper. °R.
200 „ „	„ —4,0	350 „ „	„ —2,6
250 „ „	„ —3,5	382 „ „	„ —2,4
300 „ „	„ —3,2		

In der Tiefe von 50 Fuss findet sich hier die Temperatur —6,40° R. (8,0° C.), die der Mitteltemperatur: —8,1° C. des Ortes (Jakuzk) nahe gleich kommt. Mit wachsender Tiefe nimmt die Temperatur beständig zu, was auf eine eigenthümliche, von der Sonne unabhängige innere Erdwärme hindeutet.

80. Wir haben erkannt, dass für jeden Ort der Erde in einer gewissen Tiefe, die sich für mittlere Breiten zu etwa 60 Fuss annehmen lässt, die äusseren Temperatureinflüsse verschwinden, so dass denn hier eine constante Temperatur herrscht, die mit der Mitteltemperatur an der Oberfläche nahe übereinkommt. Hiernach dürfen wir uns in einer gewissen Entfernung vom Mittelpunkte der Erde rings um denselben eine Schicht constanter Temperatur denken, welche jedoch nicht allenthalben gleich weit von der Oberfläche entfernt sein wird, insofern die Tiefe, in welcher die von aussen kommenden Temperaturschwankungen verschwinden, nicht für alle Orte von gleicher Grösse ist. Dringt man nun von dieser Schicht an noch tiefer in die Erde ein, so ergeben sich mit wachsender Tiefe immer höhere Temperaturgrade, wie zahlreiche Beobachtungen an sehr verschiedenen Orten gelehrt haben. Schon alt ist die Wahrnehmung [1]), dass in tiefen Schachten eine höhere Temperatur herrsche, als an der Oberfläche der Erde. Im Jahre 1840 stellte Gensanne, veranlasst durch Mairan, Temperaturbestimmungen in den Bleigruben von Giromagny in den Vogesen an und erhielt für eine Tiefenzunahme von 92 Fuss eine Temperaturzunahme von 1° C. Im Jahre 1785 fand de Saussure in den Salinen von Bex im Kanton Waadt, innerhalb eines seit drei Monaten unbefahrenen Schachtes, in einer Tiefe von 332′ eine Temperatur = 14,4° C., in 564′ Tiefe 15,6° und in 677′ Tiefe 17,4°. Ausgedehntere Versuche datiren vom Jahre 1802, wo d'Aubuisson Beobachtungen in den Freiberger Minen anstellte. In einer Tiefe von 300 Meter fand sich eine Temperatur, die etwa 8mal höher war als die an der Ober-

---

[1]) Athanas. Kircher, mundus subterran. 1664; Boyle, the temper. of the subter. reg. 1671; Boerhave, chemia, 1732.

fläche. Aus noch ausgedehnteren Beobachtungen, die v. Trebra in den Jahren 1805 bis 1807 zu Freiberg machte, ergab sich auf je 120′ Tiefe eine Temperaturerhöhung von 1° C. Später wurden im sächsischen Erzgebirge sehr sorgfältige Versuche von Reich [1]) angestellt, wonach die Tiefe, welche einer Temperaturzunahme von 1° C. entspricht, = 128,5 Fuss ist. Zahlreiche andere, in Minen und Bohrlöchern angestellte Beobachtungen bestätigen im Allgemeinen die Zunahme der Bodenwärme mit wachsender Tiefe; indess ergab sich die Tiefe, um welche man in die Erde eindringen muss, damit die Temperatur um 1° wachse, an verschiedenen Orten von sehr ungleicher Grösse. So erhielt Fantonetti in den Minen von Pestarena di Macugnana 163 franz. Fuss, de la Rive zu Pregny bei Genf 163 F., Erman im Bohrloche zu Rüdersdorf 108 F., Arago zu Grenelle bei Paris 102 F., Philipps im Schachte eines Kohlenbergwerkes bei Newcastle 99,6 F., v. Oynhausen in dem Bohrloche zu Neu-Salzwerk 97 F., Kind zu Mondorf 92 F., Fox und Forbes zu Cornwall 75 F. Die geringsten Werthe der Tiefe (d. h. die schnellsten Zunahmen der Wärme) ergaben sich aus Beobachtungen in dem Monte Massi im Toscanischen, und in einem Bohrloche zu Neuffen am Fuss der Würtemberger Alp; dort entsprach nämlich einer Temperaturzunahme von 1° eine Tiefe von 40 F., hier eine solche von 30,5 F.

81. Die Verschiedenheit dieser Resultate kann nicht befremden, wenn man die mancherlei Vorgänge erwägt, die sich hier geltend machen können. Dahin gehören unter andern der Zutritt der Luft in die Schachte, das Durchsickern kühleren Wassers von oben, und das Aufsteigen wärmeren Wassers von unten, mitunter auch vulkanische Ereignisse in der Nähe, oder das Brennen unterirdischer Kohlenflötze. Ferner kann auch die Gegenwart der Arbeiter und der Grubenlichter in den Minen, das Abbrennen von Schiesspulver, etc. Unterschiede bedingen. Und selbst abgesehen von dem Allen wird die ungleiche Höhe der Beobachtungsorte über dem Meere, die Wärmeleitungsfähigkeit der verschiedenen Felsarten, wie auch die Configuration des Bodens nicht ohne Einfluss sein.

Beispielsweise bringen wir in der nachstehenden Tabelle die

---

[1]) Beobachtungen über die Temperatur des Gesteins in verschiedenen Tiefen. 1834.

Resultate [1]), welche Beobachtungen in dem Bohrloche zu Neu-Salzwerk bei Preussisch-Minden geliefert haben.

Tiefe.	Temper.	Tiefe.	Temper.	Tiefe.	Temper.	Tiefe.	Temper.
600 F.	12,5° R.	1033′	16,5° R.	1418′	18° R.	1664′	22,0
654	13,0	1039	17,0	1464	18	1690	22,0
692	14,0	1045	18,0	1478	18	1713	22,0
775	15,5	1100	18,0	1494	18	1763	22,0
793	15,75	1111	17,75	1525	18	1783	22,5
820	14,25	1178	17,75	1575	18	1897	23,0
848	14,5	1182	18,0	1586	19,5	1951	23,5
923	15,0	1225	18	1595	20,0	1981	25,0
960	15,0	1298	18	1615	20,5	2020	25,0
975	14,75	1343	18	1635	21,0	2160	25,0
1004	15,0	1382	18	1640	21,0		

Die Unregelmässigkeit, die sich hier anfänglich in der Temperaturzunahme zeigt, ist dem Eindringen kälteren Wassers (von oben) zuzuschreiben. Von 1182 bis 1575′ wurde eine wasserdichte Schicht durchbrochen, so dass der Bohrer erst bei 1580′ Tiefe wieder auf kräftiges Gestein traf. Von hier ab zeigt sich die Temperaturzunahme mit wachsender Tiefe sehr merklich.

82. Vorausgesetzt nun, dass die Wärme auch weiter nach dem Mittelpunkte der Erde hin wächst, muss dieselbe endlich einen Grad erreichen, bei welchem die innere Erdmasse nur im feurig-flüssigen Zustande bestehen kann. Gewiss dürfen wir diese mit der Tiefe wachsende innere Erdwärme nicht als eine Folge der von aussen eindringenden Sonnenwärme betrachten; wahrscheinlich ist dieselbe der Ueberrest der ursprünglich sehr hohen Temperatur der gesammten Erdmasse, in Uebereinstimmung mit der Ansicht, die man sich nach dem Vorgange von Kant und Laplace von dem Ursprunge des Planetensystemes macht. Hiernach befand sich die Erde zunächst in einem gasförmigen Zustande, gelangte aus diesem in einen feurig-flüssigen und sodann durch allmälige Abkühlung (von aussen nach innen) in den starren Aggregatzustand. Indessen wurde durch die starre Erdrinde, deren Leitungsfähigkeit nur gering, die Abkühlung der innern glühend heissen Massen gehemmt, so dass das Innere der Erde eben im feurig-flüssigen Zustande fortbestehen musste. — Es lässt sich diese Ansicht durch viele Gründe, die in consequenter Verbindung miteinander stehen, stützen. Ohne Zwei-

[1]) G. Bischof, Lehrb. der chem. u. physik. Geologie, 1846. Bd. I. S. 159.

fel empfiehlt sich dieselbe dadurch, dass sie eine grosse Menge Thatsachen in einen begriffsmässigen Zusammenhang zu bringen weiss; die Bedenken aber, die man hin und wieder gegen dieselbe erhoben, scheinen sich ohne grosse Schwierigkeit beseitigen zu lassen. Doch müssen wir uns hier die weitere Verfolgung dieses Gegenstandes versagen; wir begnügen uns mit dem Factum, dass die Erde eine eigenthümliche Wärme besitzt, die mit wachsender Tiefe, so weit die bisherigen Beobachtungen reichen, zunimmt, und die nicht ganz ohne Einfluss auf die Temperatur der äusseren Erdrinde sein kann. Ein gewisser Theil dieser innern Erdwärme wird nach der Oberfläche hin strömen, was freilich, wegen der geringen Leitungsfähigkeit der Massen, aus welchen die Erdrinde besteht, nur sehr langsam geschehen kann. Die Folge davon wird aber doch die sein, dass die Temperatur in der Schicht, worin die von der Sonne herrührenden Wärmeeinflüsse verschwinden, etwas höher ausfällt als die an der Oberfläche, und auch sonst die Mitteltemperatur des Bodens einen grösseren Werth gewinnt, als sie erhalten würde, wenn dem Erdinnern keine eigenthümliche höhere Wärme zukäme.

83. Der Einfluss, den die innere Erdwärme auf die Oberfläche ausübt, lässt sich berechnen, da derselbe dem Leitungsvermögen der Stoffe, aus welchen die Erdkruste besteht, direct proportional sein wird, und überdies von dem Gesetze abhängen muss, nach welchem die Wärme im Innern zunimmt. Nach einer Berechnung von Poisson [1]) und Elie de Baumont [2]) beträgt dieser Einfluss für Paris jährlich $\frac{1}{2}\frac{1}{8}^0$. Multiplicirt man diesen Betrag mit dem Wärmestrahlungsvermögen der Oberfläche, so findet sich die Wärmemenge, die in jeder Zeiteinheit durch die Flächeneinheit ausströmt. Diese Wärmemenge ist nun etwa so gross, dass dadurch über jeder Flächeneinheit eine Eisschicht von 7 Millimeter Höhe und in einem Jahrhundert eine solche von $\frac{7}{10}$ Meter Dicke geschmolzen werden könnte.

Man hat auch die Zeit zu berechnen gesucht, die erforderlich ist, damit die mittlere Temperatur der Erdmasse sich durch die aus ihrem Innern entströmende Wärme um 1^0 vermindere, und dafür 2150 Jahrtausende gefunden, indem sich zunächst ergab, dass die

---

[1]) Ann. de chim. et phys. T. LXIV. (1837).

[2]) Ann. des sci. géol. de Rivière. 1842; l'Instit. X.

in einem Jahrhundert durch Ausstrahlung bewirkte Temperaturerniedrigung der ganzen Erdmasse $\frac{1}{21500}^0$ betrage.

Auf astronomischem Wege suchte Laplace [1]) darzuthun, dass die Erde seit 2000 Jahren um weniger als $\frac{1}{170}$ eines Grades abgekühlt sei. Mit einer Abkühlung der Erde müsste nämlich eine Zusammenziehung der letzteren, also eine Verminderung ihres Volumens und demgemäss eine Beschleunigung ihrer Axendrehung verbunden sein. Daraus würde sich aber eine Verkürzung des Sterntages ergeben, welcher die Zeiteinheit ist, durch welche man die Umlaufszeiten und periodischen Bewegungen der Gestirne ausdrückt. Nimmt man nun an, dass die Dimensionen der Erde, vermöge einer Erkaltung ihrer Masse, sich um 0,00001 verkleinert hätten, so müsste die Rotationsgeschwindigkeit der Erde um das Zweifache, also um 0,00002 zugenommen, und daher die Dauer des Sterntages um eben so viel, nämlich um 1,7″ abgenommen haben. Laplace berechnete indess, gestützt auf Beobachtungen, die von Hipparch (140 v. Chr.) angestellt sind und sich auf die Bewegung des Mondes und die periodische Wiederkehr der Finsternisse beziehen, dass während der 2000 Jahre, die seitdem verflossen, der Sterntag nicht um $\frac{1{,}7''}{170} = 0{,}01''$ abgenommen haben könne, woraus denn folgt, dass auch die Zusammenziehung der Erde nicht so viel, mithin ihre Erkaltung weniger als $\frac{1}{170}$ eines Grades betragen hat.

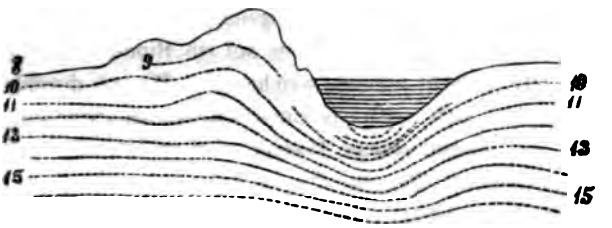
84. Um die Wärmeverhältnisse im Innern der Erde der Anschauung näher zu bringen, kann man sich alle Punkte gleicher Temperatur durch Flächen miteinander verbunden denken, und dieselben mit Bischof [2]) Chtonisothermflächen (v. χθών, χθονος, Erdboden, Unterwelt) nennen. Diese Flächen sind im Allgemeinen sphäroidisch gekrümmte von grösserer Abplattung als die Erdoberfläche. Wären die Temperaturzunahmen nach Innen unter verschiedenen geogr. Breiten gleich, so müssten die Chtonisothermflächen untereinander parallel laufen und überall gleich weit von einander abstehen. Dies kann jedoch nicht sein, da die mittlere Temperatur des Bodens vom Aequator nach den Polen hin abnimmt und daher mit wachsender Breite dieselbe Temperatur, die unter dem Aequator in der Nähe der Oberfläche herrscht, in immer grösserer Tiefe

[1]) Connais. des tems, 1820.

[2]) Wärmelehre des Innern unseres Erdkörpers, etc. S. 195.

gefunden wird. Nur in geringer Ausdehnung, nämlich im ebenen Lande werden die Chtonisothermflächen mit der Erdoberfläche nahe parallel gehen; in Bergen werden sie ansteigen, dagegen unter Meeren,

Fig. 7.



Seen und Gletschern sich nach unten biegen. Indem die Mitteltemperatur nach der Höhe hin abnimmt, wird man von dem Gipfel eines Berges oder von einer Hochfläche aus tiefer eindringen müssen, um eine bestimmte höhere Temperatur zu erreichen, als von Orten aus, die im Niveau des Meeres gelegen sind. An der Oberfläche der Meere und Seen sinkt das kältere, schwerer gewordene Wasser in die Tiefe und wirkt auch erkältend auf den Grund; daher hier höhere Bodentemperaturen erst in grösseren Tiefen vorkommen können. Indessen kann dem erkälteten Seegrunde nicht allein aus der Tiefe, sondern auch von der Seite her Wärme zuströmen, wo dann die Temperatur schneller zunehmen wird als unter dem trocknen Erdboden. Mit steigender Tiefe werden die Inflexionen der Chtonisothermen immer schwächer werden, und endlich in einer gewissen Tiefe eine rein sphäroidische Krümmung erhalten, falls nicht störende Einflüsse, wie z. B. die ungleiche Leitungsfähigkeit der verschiedenen Felsarten, ein Anderes bedingt.

B. Temperaturverhältnisse der Gewässer.

a. Quellentemperatur.

85. Das Wasser, welches aus der Erde quellenförmig hervortritt, stammt grösstentheils aus der Atmosphäre, die, wie bekannt, jederzeit Wasserdampf enthält, der sich vom Meere und allen andern die Erde bedeckenden Gewässern erhebt und in die Atmosphäre verbreitet. In dieser nimmt der gasförmige Wasserdampf unter Bedingungen, die wir näher werden kennen lernen, verschiedene Formen an, die als Nebel, Regen, Schnee, etc. bekannt sind. Nun

dringt das auf die Erde herabfallende Wasser in dieselbe ein, so tief als sie für dasselbe durchdringlich ist; es füllt alle Zwischenräume und Klüfte, welche besonders im Innern der Gebirge vorkommen. Je klüftiger ein Gebirge ist und je grösser seine Oberfläche, desto mehr Wasser wird im Allgemeinen in dasselbe eindringen; und zwar allenthalben so tief, bis es auf ein Hinderniss stösst, d. h. bis es auf eine Schicht kommt, welche kein Wasser durchlässt und dasselbe nöthigt, sich seitwärts einen Ausweg zu suchen oder aufzustauen. Das eingedrungene Wasser wird so lange in seinem unterirdischen Laufe fortfliessen, bis an irgend einer Stelle die Decke durchbrochen ist, wo es dann nach hydrostatischen Gesetzen als natürliche Quelle hervortreten muss. So haben wir uns in der Erdrinde eine Menge von Wasseradern zu denken, zum Theil von sehr grosser Ausdehnung nach Länge und Breite, von denen manche wohl auch ganz gesperrt bleiben oder sich im Innern der Erde verlieren. Alle verborgenen Zuflüsse oder sämmtliche Wasseradern, durch welche eine bestimmte Quelle gespeist wird, bilden zusammen ihr sog. Wurzelsystem.

86. Leicht begreiflich ist es nun, dass das Entstehen der Quellen, wie ihr Wasserreichthum, gar sehr von der Structur und Lage der Felsarten abhängen muss. Zunächst verhalten sich die verschiedenen Bodenarten sehr ungleich in Hinsicht auf das Eindringen des Wassers. Manche Bodenarten, wie Garten- und Ackererde, nehmen das Wasser bis zu einer gewissen, jedoch nicht sehr beträchtlichen Tiefe auf, indem dasselbe zwischen den einzelnen Partikeln eindringt und die ganze Masse durchnässt und erweicht. Dagegen wird Sand und Geschiebeboden bis zu jeder Tiefe durchsickert, während Thonboden (resp. Lehm) fast undurchdringlich für das Wasser ist, was besagen will, dass derselbe diese Flüssigkeit nicht in einem freifliessenden Zustande hindurchlässt, während er sonst eine nicht unbeträchtliche Wassermenge zwischen seinen Poren aufzunehmen und darin festzuhalten vermag. Feste und dichte Felsarten, die an und für sich nur wenig durchdringlich für das Wasser sind, lassen dasselbe durch Klüfte in sehr beträchtliche Tiefen hinabsinken. — Es ist nun aber für die Quellenbildung von Bedeutung, dass ausser den Schichten, die das Wasser auf die eine oder andere Weise leicht hindurchlassen, auch solche existiren, die für dasselbe relativ undurchdringlich sind. Wo die letzteren als Unterlage unter klüftigem Gestein vorkommen, halten sie das von oben herabfallende

sser auf und können dieses, je nach ihrer Ausdehnung und Nei-
g, in mehr oder minder beträchtlicher Tiefe zum Ausguss brin-
. Natürlich wird das Wasser über einer solchen Schicht so
ge abwärts fliessen, bis es an einer geeigneten Stelle zu Tage
ten kann, falls es nicht auf seinem Wege andere Schichten
ft, die es noch tiefer hinabführen. Wasserhaltende mit einer un-
rchdringlichen Decke versehene Schichten können in den Flötz-
irgen mehrere unter- oder übereinander vorkommen, und zwar
bedeutender Tiefe; daher man denn bei der Erbohrung solcher
nnen, bei welchen das Wasser nicht hoch genug aufsteigt, durch
ferbohren nicht selten den Zweck erreicht, indem die tiefer vor-
nmenden Wasserschichten insgemein einen höheren Einlauf (des
sers) haben und mithin auch nach ihrer Lösung höher aufstei-
n, als die minder tief gehenden.

Obschon nun Gebirgsarten, die nach allen Richtungen zerris-
n und zerklüftet sind, für das Entstehen von Quellen besonders
nstige Bedingungen darbieten, so erkennt man doch, dass dieser
stand, namentlich in Hinsicht auf den Wasserreichthum und die
nstanz derselben, nur dann von Bedeutung sein wird, wenn die
rklüftungen durch eine lange Strecke in einem gewissen Zusam-
nhange untereinander stehen. Ist dies nicht der Fall, so kommt
s eingedrungene Wasser bald wieder zu Tage, und solche Quel-
e werden bei anhaltendem trocknen Wetter versiegen. Auf der
dern Seite können indess bedeutende Zerklüftungen, wie z. B. im
schelkalk, auch eine gewisse Quellenarmuth zur Folge haben, in-
rn dieselben das Wasser in sehr beträchtliche Tiefen hinabsinken
sen. Endlich erkennt man, dass auch die Lage und Neigung der
chten nicht ohne Einfluss auf die Quellenbildung sein kann.
sehr vielen Theilen der Centralalpen, wo die Schichten steil auf-
ichtet sind, ist es, nach Beobachtungen A. Schlagintweit's [1]), eine
ht seltene Erscheinung, die eine Seite eines Bergzuges mit üp-
er Vegetation bedeckt zu sehen, während die entgegengesetzten
hänge ganz davon entblösst sind. Dieser Umstand hängt mit dem
ngel oder Ueberfluss von Quellwasser zusammen, welcher durch
e Schichtenstellung bedingt ist. Die atmosphärischen Wasser
mmeln sich nämlich an den Schichtenflächen, und sickern in der

---

1) Poggend. Ann. Bd. LXXVII. S. 305.

Richtung derselben herab, bis sie an den Schichtenenden in reichlichen Quellen zu Tage treten, während an den Seiten, wo die hocherhobenen Schichtenköpfe anstehen, grosser Wassermangel herrscht. Nicht allein mit der Schichtenstellung, sondern auch mit dem allgemeinen Charakter der Gebirgsbildung hängt der Ursprung der Quellen innigst zusammen. Eine wesentliche Modification bewirken in den Alpen, nach A. Schlagintweit, vor Allem die hohen Abfälle und die terassenförmige Gestaltung der Gebirge. Fast überall trifft man am Fusse dieser Wände eine Reihe schöner Quellen; und nicht nur bei grösseren Abdachungen, sondern auch ganz im Kleinen soll sich dieser Einfluss geltend machen.

87. Es ist hier nicht der Ort, diese Betrachtung weiter fortzuführen. Das Gesagte mag zur Charakteristik der Ansicht, die den Ursprung der Quellen aus atmosphärischem Wasser ableitet und das Verhalten des letzteren in der Erde auf bekannte hydrostatische Gesetze zurückführt, genügen. Diese Ansicht steht sowohl thatsächlich als theoretisch fest; sie ist allein im Stande, alle besonderen Erscheinungen, welche die Quellen darbieten, in einen begrifflichen Zusammenhang zu bringen. Dahin gehört unter anderm auch der erfahrungsmässig festgestellte Umstand, dass in manchen Gegenden durch Ausrottung der Wälder die Quellen geschwächt und vermindert worden sind; worauf wir an einem andern Orte (d. W.) zurückkommen werden. Einwendungen, wie man sie früher gegen die besagte Ansicht vorbrachte, dass z. B. das atmosphärische Wasser nicht tief genug in die Erde eindringe, lassen sich jetzt nicht mehr geltend machen. Obschon das Wasser, wie bereits bemerkt, allerdings in manche Bodenarten nicht tief eindringt, so fehlt es doch andrerseits nicht an Thatsachen, welche beweisen, dass dasselbe tief ins Innere der Erde hinabgelangt, was sich auch aus der Structur der Gebirgsarten sehr wohl erklären lässt. Bei vielen Quellen steht der Zudrang des Wassers in nicht zu verkennendem Zusammenhange mit den Regenverhältnissen an der Oberfläche, so dass starke Regenfälle sich auch bald in der Tiefe an dem stärkeren Zuflusse der Quellwasser bemerklich machen. Schon Mariotte [1]) machte die Wahrnehmung, dass in den Gewölben der Pariser Sternwarte und in anderen eine dem Regen nahe proportionale Menge

[1]) Oeuvres, Leide 1717. T. II. p. 326. 330 f.

ıf Wasser herabträufele; wie denn auch das Wasser, welches in allen ollen des Bergbaues herabträufelt, mit Bestimmtheit auf die begte Entstehungsweise der Quellen hindeutet. Mariotte suchte durch ne einfache Rechnung darzuthun, dass noch nicht $\frac{1}{6}$ des im Gebiete r Seine aus der Atmosphäre herabfallenden Wassers erforderlich i, um die hierher gehörigen Quellen zu speisen, und dass die brigen $\frac{5}{6}$ theils durch die Verdunstung, theils durch die organische Welt consumirt würden. Eine ähnliche Rechnung stellte Dalton viel. päter für England an. Derselbe berechnete die Höhe der jährlich us der Atmosphäre auf den Boden Englands niederfallenden Wasermenge, ohne Rücksicht auf den Niederschlag aus Nebeln, zu 36,4 oll. Diese Wassermenge, auf das bekannte Areal von England verheilt, gibt jährlich etwa $4\frac{1}{2}$ deutsche Cubikmeilen. Die Wassermenge aber, welche jährlich durch die Themse dem Meere zufliesst, eträgt etwas mehr als $\frac{1}{25}$ der jährlichen Wasserquantität von ganz England, und die Wassermengen, welche alle übrigen Flüsse von England und Wales ins Meer ergiessen, machen ungefähr $\frac{3}{25}$ des esammten atmosphärischen Wassers aus, so dass etwa noch eine Wasserhöhe von 23 Zoll übrig bleibt, die grossentheils durch Verunstung in die Atmosphäre zurückkehrt.

88. Im Hinblick auf die hervorgehobene Entstehungsweise er Quellen folgt nun von selbst, dass die Temperatur des Quellwassers bedingt sein wird: einmal durch die Temperatur der atmosphärischen Wasserniederschläge, die wieder abhängig ist von den Jahreszeiten und der Höhe, in welcher dieselben ihren Ursprung haben, sodann durch die Temperatur der Erdrinde, durch welche as atmosphärische Wasser seinen Weg nimmt. Gewiss wird das ie Quellen speisende Wasser, das zum Theil auch aus schmelzendem Schnee entsteht, seinen Temperaturunterschied mit der Erdkruste, die es durchdringt, mehr und mehr ausgleichen, und endlich, bei hinreichender Tiefe des Eindringens, eine constante Wärme annehmen, die mit der mittleren Temperatur an dem entsprechenden Orte der Erdoberfläche nahe übereinstimmen wird. Da indess die Schicht constanter Temperatur (Nr. 80) nicht allenthalben gleich weit von der Erdoberfläche entfernt liegt, so wird auch die Tiefe, bis zu welcher das Tagewasser hinabsinken muss, um eine mit der mittleren des Ortes übereinstimmende Temperatur anzunehmen, nicht überall von gleicher Grösse sein. Falls das Wasser die bezeichnete Tiefe nicht erreicht, nimmt es an den

äusseren Temperaturschwankungen Antheil. Die Extreme der peratur werden aber in der jährlichen Periode um so spät Jahre eintreten, und die Differenz dieser Extreme wird um s ringer sein, aus je grösserer Tiefe die Quelle hervortritt. A nördlichen Hemisphäre gibt es viele Quellen, bei welchen das mum ihrer Temperatur im Herbste (September oder October) das Minimum derselben im Frühling (März oder April) erfolgt Differenz zwischen beiden Extremen beträgt dann höchstens 2°. Begreiflich ist bei wasserreichen Quellen eher als bei w armen eine constante Temperatur zu erwarten. Es fehlt j nicht an Beobachtungen, die bekunden, dass selbst bei zi constanten Quellen und zwar bei solchen, bezüglich deren sic Maximum der Sommerwärme und der Winterkälte auffallen spätet, der Einfluss der äusseren Lufttemperatur gar nicht trächtlich ist [1]). Im Ganzen erscheint also die Quellentemp als abhängig von der Wärme des Bodens, der Luft und des sphärischen Wassers.

80. Inzwischen ist auch für solche Quellen, die aus der constanter Temperatur aufsteigen, nicht allenthalben eine m Mitteltemperatur der Luft übereinstimmende Wärme zu erw Streng genommen kann eine derartige Uebereinstimmung, in die Quellenwärme von der Temperatur des eindringenden sphärischen Wassers abhängig ist, nur da stattfinden, wo der auf die verschiedenen Jahreszeiten möglichst gleichförmig ve ist [2]). Fällt dagegen, wie in Südeuropa, in den heissesten Mo

---

[1]) Ein Beispiel findet sich in Dove's Repertor. d. Physik. Bd. III. S.

[2]) Bezeichnen $r_1, r_2, r_3, \ldots r_{12}$ die Regenmengen in den 12 M an einem Orte, dessen monatliche Temperaturen nicht unter Null fallen, $t_2 \ldots t_{12}$ die Temperaturen, mit denen jene Regenmengen herabfallen, s das zur Speisung der Quellen dienende Wasser eine mittlere Temperatur $\frac{r_1t_1 + r_2t_2 + r_3t_3 + \ldots r_{12}t_{12}}{r_1 + r_2 + r_3 + \ldots r_{12}}$ haben.

Bei gleicher Vertheilung der Regenmenge in der jährlichen Period nun, weil dann $r_1 = r_2 = r_3 \ldots = r_{12}$ ist, die Temperatur des Speisew abgesehen von einer Abkühlung des Regenwassers, mit der mittleren Lufttem tur übereinstimmen. (Dove's Repertor. d. Phys. Bd. III. S. 320).

Auf eine nahe Uebereinstimmung der Brunnenwärme mit der mittl wärme in Edinburgh und London zeigte Roebuck (Philos. Transact. for 177 LXV. p. 461) hin, ebenso in Rücksicht Londons später auch J. Hunter (Phil. act. for 1788. Vol. LXXVIII. p. 53).

kein Regen herab, so wird das die Quellen speisende Wasser eine Temperatur haben, die niedriger ist als die mittlere Luftwärme des Ortes. So wird auch zwischen den Wendekreisen und in deren Nähe, wo die Quellen vorzugsweise von dem kühleren Wasser der Regenzeit gespeist werden, die Quellenwärme niedriger als die mittlere Lufttemperatur sein. Im weiteren Fortschritte nach dem Norden fällt das Maximum des Regens in den Sommer; daher die Temperatur des Quellwassers höher sein muss, als die mittlere der Luft. In höheren Breiten wird überdies der gefrorne Boden im Winter das Eindringen des Regenwassers verhindern, und insofern auch hier das Maximum des Regens auf den Sommer fällt, haben wir daselbst gleichfalls eine höhere, die mittlere Lufttemperatur übersteigende Quellenwärme zu erwarten.

Sonach müssen wir der Annahme A. v. Humboldt's [1]), L. v. Buch's [2]) und Wahlenberg's [3]), welche dahin lautet, dass die Temperatur der Quellen in niederen Breiten geringer, in höheren dagegen etwas grösser als die mittlere Luftwärme sei, beipflichten.

Beiläufig sei hier bemerkt, dass nach Beobachtungen von Evererst in Ostindien die Temperatur tiefer Brunnen in allen Jahreszeiten mit der Tiefe zunimmt, in der Regenzeit aber die Temperatur der Brunnen sich der der Regen (78° F.) nähert [4]).

---

[1]) Mém. d'Arcueil. T. III. p. 597.

[2]) De Veget. et Clim. in Helvet. septentr. p. 61; Flora Carpat. p. 94.

[3]) Canarische Inseln. S. 80; Poggend. Ann. Bd. XII. S. 403.

[4]) Es ist zu erwarten, dass die besondere Beschaffenheit des Bodens, aus welchem die Quelle entspringt, einen gewissen Einfluss auf ihre Temperaturverhältnisse übt. Es wird nicht einerlei sein, ob sich das Quellwasser aus einem Sand- oder Felsboden erhebt. Indessen ist es fraglich, ob einige hierüber kund gewordene Aussprüche ihre volle Richtigkeit haben. Entspringt die Quelle aus Sandboden, — heisst es in Poggend. Ann. Bd. CIV. S. 641 bezüglich Hallmann's „Temperaturverhältnisse der Quellen", — so scheint die Luftwärme das einzige Meteor zu sein, welches durch Veränderung der Bodentemperatur auch die Quellenwärme verändert. Das Meteorwasser sinkt nämlich so langsam in die Tiefe, dass die Luftwärme durch Mittheilung rascher hinabdringt. Entspringt hingegen die Quelle aus Felsboden, so bringen Wärme der Luft und der Meteorwasser, aber nicht die Regenvertheilung (?), Wärmeveränderungen in Boden und Quelle hervor. —

Beobachtungen in Grossbrittannien, Schweden, Deutschland und der Schweiz haben (nach Hallmann, ebenda S. 641) ergeben, dass dort die mittlere Quellentemperatur etwas höher ist als das vieljährige Mittel der Lufttemperatur. Die Differenz, d. h. die Grösse, um welche sich das Luftmittel unter das Mittel der Quellenwärme erniedrigt, nimmt in der Richtung von Südwest nach Nordost zu; eine Folge von

Im Uebrigen erkennt man, dass die Wärme solcher Quellen welche vorzugsweise vom Schmelzwasser des im Winter gefallenen Schnees gespeist werden, geringer sein müsse, als die Lufttemperatur. Dasselbe wird wohl auch, obschon in geringerem Grade, von den Quellen gelten, die aus Morästen und Sümpfen entspringen, an deren Oberfläche in Folge beständiger Verdunstung ein Verlust an Wärme stattfindet, so dass die kälteren Schichten zu Boden sinken und in die Erde eindringen.

Im Hinblick auf die Gebirgsquellen erwähnen wir noch aus den Untersuchungen, die A. Schlagintweit [1]) in den Alpen anstellte,

---

der in dieser Richtung wachsenden Dauer des Winterfrostes und der Schneedecke. Je dünner die Quellenschicht ist, desto geringer ist der in ihrer Quellentemperatur enthaltene Antheil Bodenwärme, desto ausschliesslicher ist die Höhe des Quellmittels das Erzeugniss des örtlichen Klimas; je mächtiger die Quellenschicht, desto mehr ist das Quellmittel durch die Erdwärme erhöht; daher sich die Quellen in vorherrschend klimatische und geologische unterscheiden lassen.

Im Gegensatze zum Vorstehenden vermag in Rom und der römischen Campagna das Mittel der vorherrschend klimatischen Quellen die Höhe des vieljährigen Luftmittels nicht zu erreichen; letzteres ist im Durchschnitt 0,6° höher. Aus dem Verhalten der Quellen in und um Rom folgt indess nicht, dass der Boden kälter sei als die Luft, d. h. dass die mittlere jährliche Durchschnittswärme der Bodenschicht, welche von der Oberfläche bis zur unteren Grenze der Quellenschicht reicht, niedriger stehe als die der Luft. Es liegt nämlich im Sommer über der Quellenschicht noch die wärmste obere Bodenschicht, deren Temperatur bei der geringen Menge der Sommerregen zur Ausflusstemperatur der Quellen nicht mitwirkt. Mit der Dauer und Höhe der trocknen Sommerhitze nimmt der Unterschied zwischen dem Quellen- und Luftmittel zu.

Beachtenswerth sind die von Hallmann näher in Betracht gezogenen „oberen kalten Quellen", welche nicht auf dem gewöhnlichen Wege durch Zusammensickern von Meteorwassern entstehen sollen, sondern, wie es heisst, Abflüsse hochgelegener unterirdischer oder offener Wasseransammlungen sind. Dieselben führen, indem das Wasser rasch und in Masse herabkommt, Kälte aus der Höhe mit sich, und sind daher abnorm kalt für das Niveau, in welchem sie hervortreten. Dazu gehören die Quellen des Mühlbaches von Nemi, welche, in 1204 Fuss über dem Meeresniveau austretend, am 25. April 1853 eine Temperatur von 10,5° zeigten, während sie der Rechnung nach 11,85° hätte betragen sollen, da die 418 Fuss höher liegende Hauptquelle in Nemi 10,85° aufwies.

Aehnliche abnorm kalte Quellen gibt es im Teveronethal zwischen Arsoli und Agosta, und bei Jenna, 6 Miglien oberhalb Jubiaco im Gariglianothal, und bei St. Germano. Wie bei Nemi kommen im Teveronethal daneben auch gewöhnliche Quellen, sowohl überwiegend klimatische als verherrschend geologische, vor.

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXVII. S. 353.

dass die Quellen in den Thälern in gleicher Höhe wärmer sind, als jene auf Abhängen oder Gipfeln, was besonders in den höchsten Regionen sehr deutlich hervortrat. In den Kalkalpen soll hierdurch auf den freien Abhängen gegen Norden eine auffällige Depression der Bodentemperatur bewirkt werden. Das Minimum für die Temperatur der höchsten Quellen in den Alpen scheint 0,8° C. zu sein.

90. Die vorstehenden Betrachtungen bezogen sich auf Quellen, die aus keiner so bedeutenden Tiefe aufsteigen, dass ihre Temperaturverhältnisse von der inneren Erdwärme, wie sie unterhalb der Schicht constanter Temperatur sich geltend macht, erheblich beeinflusst werden könnten. Wir dachten uns also Quellen, deren Temperatur, falls sie nicht mit der mittleren Wärme der Luft genau übereinstimmt, doch sich auch nicht von derselben beträchtlich entfernt. Es sind sog. kalte Quellen im Gegensatze zu den warmen Quellen (Thermen), deren Temperatur die mittlere Luftwärme bedeutend übersteigt. Die Abweichungen, welche die Temperaturen der ersteren von der mittleren Luftwärme darbieten, sind von der Art, dass sie in der oben bezeichneten Weise auf die Temperaturverhältnisse des in die Erde eindringenden Tagewassers zurückgeführt werden können, während bei den Thermalquellen die besagte Differenz so gross ist, dass man dabei an den Einfluss der innern Erdwärme oder an eine lokale Einwirkung zu denken hat.

Mit Rücksicht auf den Umstand, dass die Bodenwärme mit wachsender Breite und mit der Erhebung über das Meeresniveau abnimmt und selbst unter 0° fallen kann, hat man darauf hingewiesen, dass eine Quelle in grösserer Entfernung vom Aequator oder auf dem Hochlande eine Therme sein könne, die näher am Aequator oder in Niederungen als ein kaltes Wasser betrachtet werden müsse. Daher hat man denn auch die Thermen, deren Temperatur tiefer ist, als die höchste Bodentemperatur der heissen Zone, als relative Thermen von den absoluten unterschieden, deren Temperatur von 30° bis 100° steigen kann, und die demgemäss überall auf der Erde zu den eigentlichen Thermen gerechnet werden müssen. Hiernach würden z. B. die Soolquellen zu Reichenhall in Baiern und zu Kissingen in Franken zu den relativen Thermen gehören; jene besitzt eine Temperatur von 16,25°, während die mittlere Lufttemperatur daselbst = 9° ist, also der Unterschied = 7,25°; die Temperatur der anderen Soole ist = 20°, die der mittleren Luft aber = 10°, mithin eine Differenz von 10°. Alle Thermen nun, deren

Temperatur nicht über 30° hinausgeht, pflegt man den relativ beizuzählen.

91. Die eigentlichen (absoluten) Thermen finden sich in d verschiedensten Gegenden der Erde, im hohen Norden eben wohl, wie in den Gegenden um den Aequator, sehr häufig in vu kanischen Gegenden, mit denen sie, bezüglich ihres Entstehens, i Zusammenhange zu stehen scheinen. Dieselben haben zum Th eine der Siedhitze gleichkommende Temperatur, viele gewähren ab auch nur den Anblick des Kochens, indem mit dem Wasser ei grosse Menge Gas ausströmt. Die Thermen kommen wohl ohn Zweifel meist aus einer sehr bedeutenden Tiefe, und daraus erklä sich auch ihre höhere Temperatur, wenn man sich erinnert, da die Wärme der Erde von der Schicht an, wo die äusseren Tempe ratureinflüsse verschwinden und eine constante Temperatur herrsch mit wachsender Tiefe zunimmt. Viele heisse Quellen, die in d Nähe thätiger Vulkane entspringen, empfangen indess ihre Wärm durch diese; und Berzelius [1]) hält es auch für wahrscheinlich, da die Hitze im Innern der bereits erloschenen Vulkane, welche durc eine mächtige Erddecke am Entweichen verhindert sei, vielen Ther malquellen ihre Wärme mittheile, — eine Ansicht, der Bischo beipflichtet.

Die Temperatur vieler Thermalquellen hat sich als eine i Verlaufe der Zeit sehr constante erwiesen. So hat sich die Tempe ratur des Karlsbader Strudels von 1770, wo sie durch Becher be stimmt wurde, bis 1822, wo sie Berzelius untersuchte, nicht ver ändert. Auch hat Berzelius dargethan, dass die Temperatur de Quellen von Mont Dore les Bains seit 2000 Jahren nicht niedrige geworden ist. Ein hier von den Römern erbautes Badehaus wurd zu Julius Cäsar's Zeiten benutzt, um in der Quelle unmittelba nach ihrem Austritte zu baden. Die Temperatur dieser Quelle be trägt 48,3° C., und dies ist ungefähr die höchste Temperatur, di ein Badewasser haben kann. Auch die warmen Quellen in den Py renäen zeigten 1819 nach einer Ermittelung von Anglada dieselb Temperatur, die 1754 Carrére fand.

Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass tropfbares Wa ser, wenn es bis zu einer gewissen Tiefe in die Erde eindring

---

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXXIV. S. 174 ff.

wegen der mit wachsender Tiefe zunehmenden Temperatur, endlich in den Zustand der Siedhitze gelangen, also die Dampfform annehmen muss. Natürlich wird dies dann stattfinden müssen, wenn der Druck, unter dem das Wasser steht, geringer ist, als die der Temperatur entsprechende Spannkraft des Dampfes. Indessen ist jener Druck sehr bedeutend; daher denn auch eine sehr hohe Temperatur erforderlich sein wird, um den Uebergang des tropfbaren Wassers in die Dampfform zu bewirken. Einer Rechnung zufolge beträgt die Tiefe, in welcher das Wasser zu sieden anfängt, für das mittlere Europa etwa 40000 Fuss und die entsprechende Temperatur des Wassers 414° C.

Wenden wir uns zu den Temperaturverhältnissen der die Erdoberfläche bedeckenden Gewässer.

b. Temperatur der Seen und Meere.

92. Die Wärmeverhältnisse der Seen und Meere bieten im Vergleich zu denen des festen Landes gewisse Eigenthümlichkeiten dar, die sich mit Evidenz aus dem Verhalten des Wassers zur Wärme ableiten lassen. Das Wasser lässt die Wärmestrahlen zu einer grösseren Tiefe durch seine Masse hindurch als die Stoffe, aus welchen die Erdrinde besteht, wogegen sich die letztere an ihrer Oberfläche durch Absorption der Wärme viel leichter erhitzt und dem entsprechend auch die Wärme leichter ausstrahlt als das Wasser, dessen Wärmecapacität bedeutend grösser als die des Erdreiches ist. Gleiche Gewichtstheile Wasser und trockne Erde bedürfen zum Behufe gleicher Temperaturerhöhung sehr ungleicher Wärmemengen; das Wasser fast 5mal so viel als die Erde. Sodann wird ein beträchtlicher Theil der dem Wasser zufallenden Wärme zur Verwandelung desselben in Dampf verwendet, was eine Abkühlung mit sich führt. Aus dem allen folgt aber, dass die Extreme der äusseren Temperaturschwankungen in den oberen Schichten ausgedehnter Wassermassen bei weitem weniger scharf hervortreten können als auf dem festen Lande. Der Unterschied zwischen Tag und Nacht z. B. wird auf dem Wasser eine geringere Temperaturdifferenz bewirken als auf dem Lande. Die Temperatur des Wassers wird also viel gleichförmiger sein, indem es unter sonst gleichen Umständen sich weniger erwärmt, aber auch durch Ausstrahlung weniger erkaltet, als der starre Boden.

93. Dazu gesellen sich noch die mannigfachen, Tempera ausgleichenden Strömungen, welchen die Theilchen tropfbarer Fl sigkeiten in Folge von Temperaturveränderungen unterworfen s Die an der Oberfläche erkalteten Wassertheilchen senken sich, specifisch schwerer, in die Tiefe und werden durch andere, w mere ersetzt, die, falls die Ursache der Temperaturerniedrigung der Oberfläche fortdauert, eben wohl erkalten und dann hinab ken. Reflectiren wir hier zunächst auf abgeschlossene Süsswas seen; so wird der eben bezeichnete Vorgang bei andauernder serer Kälte sich so lange wiederholen, bis die ganze Wasserm auf etwa 4° C., wo gewöhnliches Wasser seine grösste Dichte erkaltet ist. Eine noch weiter gehende Temperaturerniedrigung oberen Wasserschichten hat wieder eine Ausdehnung derselben Folge; daher sie denn, weil sie specifisch leichter geworden, a nicht mehr in die Tiefe hinabsinken können. Sonach haben in tiefen, stehenden Gewässern während des Winters eine mit Tiefe zunehmende Temperatur zu erwarten, die jedoch in einer wissen Tiefe, abgesehen von störenden Einflüssen, einen constan Werth = 4° C. erreichen wird. Anders verhält es sich natür in der wärmeren Jahreszeit, wo die oberen Wasserschichten sow durch die Berührung mit der Luft als auch durch die directe E wirkung der Sonnenstrahlen erwärmt werden; die Temperatur v von oben nach unten abnehmen, aber in einer gewissen Tiefe eb falls einen constanten Werth gewinnen, der, wenn wir wieder störenden Einflüssen absehen, der Temperatur (4° C.) gleichkom muss, bei welcher sich das Wasser im Maximum seiner Dichte findet. Wie das Wasser im Winter, unter diese Temperatur er tend, nicht mehr in die Tiefe hinabsinkt, so wird es auch in wärmeren Jahreszeit, über diese Temperatur hinaus erwärmt, der Oberfläche verharren müssen, wo dann die tieferen Schic nur auf dem Wege directer Leitung, die für das Wasser beka lich sehr gering ist, Wärme von oben empfangen können.

Man hat eine grössere Anzahl von Landseen auf ihre T peraturverhältnisse im Sommer untersucht und gefunden, das bedeutenden Tiefen eine constante Temperatur von etwa 5 herrscht. Für den Genfer See z. B. fand de la Beche in einer T von 40 Toisen (à 6 Fuss) eine Temperatur von 5,1°, die bis 151 Toisen constant blieb. Im Zuger See fand derselbe bei e Temperatur von 15° C. an der Oberfläche in einer Tiefe

216 Fuss 5°. De Saussure erhielt im Bodensee bei 18° an der Oberfläche 4,5° in 370 F. Tiefe, im Luzerner See 4,9° in 600 F. Tiefe bei 20,3° an der Oberfläche, im Brienzer See bei 19,4° an der Oberfläche 4,8° in einer Tiefe von 500 F., und im Lago Maggiore in 335 F. Tiefe 6,7° bei 25° an der Oberfläche. Unter der Voraussetzung, dass die äussere Wärme bei Tiefen von etwa 400 F. keinen Einfluss mehr übt, möchte der nach dem Boden hin obwaltende Ueberschuss über die Temperatur, bei welcher das Wasser seine grösste Dichte hat, dem Einflusse der inneren Erdwärme zuzuschreiben sein.

94. Uebergehend zu den Temperaturverhältnissen des Meeres bemerken wir zunächst, dass die Wärme in den oberen Schichten desselben, aus bereits angeführten Gründen (Nr. 92), eine viel grössere Gleichförmigkeit als die Boden- und Luftwärme des festen Landes darbieten muss. Sowohl der jährliche als tägliche Spielraum der Wärme ist für das Wasser verhältnissmässig viel geringer. Namentlich unter den Tropen, fern von den Küsten, gab sich zwischen 10° nördl. und 10° südl. Breite eine sehr grosse Beständigkeit der Meerestemperatur zu erkennen. In mittleren und höheren Breiten zeigt sich der jährliche Spielraum etwas grösser, erreicht jedoch bei weitem nicht den der Luft- und Bodenwärme des Landes, und möchte selbst in den aussertropischen Gegenden kaum mehr als 6° betragen. Nach einer von A. v. Humboldt gegebenen Zusammenstellung von Beobachtungen (auf dem nördlichen atlantischen Meere) beträgt dieser Spielraum, ausgedrückt durch die Differenz des mittleren Maximum und mittleren Minimum der Wärme, vom 5. bis zum 15. Parallelkreise nicht völlig 1°, und übersteigt vom 20. bis zum 45. Parallel nicht 5°.

In Uebereinstimmung mit der grösseren Gleichförmigkeit der Meereswärme ist es auch, dass die letztere mit wachsender geogr. Breite nur langsam abnimmt; viel langsamer als die Wärme der Continente. Doch erfolgt diese Abnahme für verschiedene Meere nicht in gleicher Weise; sie ist für den Stillen Ocean, in der Nähe des arktischen Meeres, merklich grösser als für den Atlantischen, was zum Theil mit Meeresströmungen zusammenhängt.

An Küsten, insbesondere in eingeschlossenen Meeren und Seen von verhältnissmässig geringerer Ausdehnung, findet sich eine minder auffallende Gleichmässigkeit der Temperatur, als auf dem offenen Meere, was vorzugsweise daher rührt, dass der Einfluss des

umgebenden festen Landes Luftströmungen bedingt, die einen grö seren Spielraum der Wärme auch auf dem angrenzenden Wasse soweit es von diesen Strömungen afficirt wird, erzeugen. Die Som mertemperatur der Binnenmeere ist oft erheblich höher als die de Oceans unter gleicher Breite. — Im Uebrigen ist die mittlere Tem peratur des Meerwassers meist etwas höher als die der Luft übe demselben. Von 45° N. Br. bis 33° S. Br. übertrifft [1]) die Tempe ratur des Meeres die der Luft in der Regel um einen gewissen veränderlichen Werth. Vergleichen wir aber das feste Land mi dem Meere, so findet sich, dass letzteres in der heissen Zone be züglich der mittleren Jahrestemperatur minder heiss als jenes wird während es sich in der gemässigten und kalten Zone umgekehr verhält.

95. Die Temperatur des Meeres muss nach der Tiefe ab nehmen, da die wärmeren Wassertheilchen immer aufsteigen, die a der Oberfläche erkalteten aber hinabsinken werden, wobei zu be achten, dass das Meerwasser nicht wie das süsse Wasser bei 4° C ein Maximum der Dichte besitzt. Das erstere hat, wegen seine Salzgehaltes, einen tieferen Gefrierpunkt bei etwa —3,78° C. (ode —4° C.), und nahe bis dahin nimmt auch, bei steigender Kält seine Dichte fortwährend zu. In Wirklichkeit hat sich nun auc durch Temperaturbestimmungen, die man bei Gelegenheit verschie dener Seefahrten gewonnen, die Temperaturabnahme des Meer nach der Tiefe herausgestellt. So fand sich z. B. auf der Weltreis des Schiffes Bonite [2]) unter 29°23′ N. Br. und 37°6′ W. L. vo Paris in 1660 Faden Tiefe 6,7° C., an der Oberfläche 23,8°; unte 16°49′ N. Br. und 118° W. L. in 1300 Faden Tiefe 5,5° C., an de Oberfläche 29,3°; und unter 28°22′ N. Br. und 132°8′ Oestl. L (von Paris) in 800 Faden Tiefe 4,9° C. — Ueber die Temperatu abnahme nach der Tiefe in verschiedenen Breiten geben die nach stehenden Temperaturbestimmungen von Lenz [3]) einige Aufschlüss Man erkennt, dass auf dem Atlantischen Ocean in einer Tiefe vo ungefähr 420 Fuss die Temperatur von 48° bis 27° N. Br. von 12 bis 20,5° C. wächst, welche letztere Temperatur sich nahe bis z

---

[1]) s. Gairdner: Edinb. New philos. Journ. N. XXXII. p. 298, — L e n z: Mém. de l'acad. de Petersbourg. VIme Sér. T. I. p. 822.

[2]) Compt. rend. T. V. p. 847; Poggend. Ann. Bd. XLIII. S. 419.

[3]) Poggend. Ann. Ergänzungsbd. 2. (72 b) S. 615; vgl. auch Bd. XX. S. 7

20° N. Br. erhält. Hierauf nimmt die Temperatur wieder ab und bleibt vom 15° N. Br. bis zum Aequator nahe constant, etwa 14,5° C. Und weiter sieht man, dass ungefähr dieselbe Temperatur sich auch bis 10° S. Br. erhält, von wo ab dann die Wärme wieder zunimmt.

Atlantischer Ocean.

Breite	Mittelwerthe für Zonen von 3° Breite: Tiefe in engl. Fuss.	Temperatur. C°.	Temperat. a. d. Oberfl.
48—45°	458	12,0°	16,3° C.
42—39	438	14,7	17,8
39—36	418	16,2	20,1
36—33	447	16,7	22,1
33—30	390	15,5	22,2
30—27	403	18,7	23,1
27—24	432	20,5	24,4
24—21	414	20,6	24,6
21—18	468	20,1	24,5
18—15	408	19,3	25,3
15—12	390	14,5	24,6
12— 9	390	15,2	26,2
9— 6	400	14,4	26,5
6— 3	460	14,3	27,9
3— 0	435	14,5	28,6

Südliche Hemisphäre.

Breite.	Tiefe in engl. Fuss.	Temperatur. C°.	Temperat. a. d. Oberfl.
0— 3°	480	13,9°	28,3° C.
3— 6	405	13,6	27,6
6— 9	351	16,4	27,0
9—12	426	17,0	26,1
12—15	351	16,0	24,6
15—18	305	15,7	23,2
18—21	378	16,5	22,9
33—36	420	17,3	20,8

Nördlicher stiller Ocean.

Nördl. Breite.	Mittelwerthe für Zonen von 3° Breite. Tiefe in engl. Fuss.	Temperatur C°.	Temperat. a. d. Oberfl.
39—36°	600	11,5°	16,1° C.
36—33	600	11,0	22,2
33—30	600	16,7	24,3
30—27	450	17,8	25,0
21—18	402	20,7	26,8
18—15	498	20,8	27,7
15—12	558	16,3	27,8
12— 9	499	16,6	28,8
9— 6	600	13,4	30,5

96. Es ist einigermassen zu erwarten, dass auch die W des Meeres in einer gewissen Tiefe, die jedoch mit der Breite änderlich sein wird, einen constanten Werth erreicht. Nach Temperaturbestimmungen von Lenz nimmt die Temperatur, Aequator bis zum 45. Breitengrade, bis in die grösste erre Tiefe von 6000 Fuss anfangs rasch, dann langsamer, und zu unmerklich ab. Die Tiefe, in welcher die Temperatur constan werden beginnt, ist nach demselben in verschiedenen Meeren gleich und scheint mit steigender Breite abzunehmen, so dass Schicht constanter Temperatur von dem Aequator nach den P hin aufsteigen würde. Was aber die verhältnissmässig geri Temperaturen betrifft, die man in der Tiefe der tropischen M gefunden hat, so müssen dieselben wohl auf Rechnung subma Strömungen kommen, durch welche die kälteren Gewässer höh Breiten in der Tiefe dem Aequatorialmeere zugeführt werden. ist nicht anzunehmen, dass diese niedrigen Temperaturen von an der Oberfläche erkalteten und in die Tiefe gesunkenen W herrühren, da die Oberfläche dort niemals eine so bedeutende T peraturerniedrigung erfährt. Dupetit-Thouars fand die Tempe zwischen dem 4. und 5. Grade N. Br. in einer Tiefe von 6700 Fuss = 3,2°. Dieselbe blieb in verschiedenen Breiten u halb 6000 F. stets zwischen 5,6° als Maximalwerth, und 2,3 Minimum eingeschlossen. Unter 27° S. Br. war in einer Tiefe 5940 F. die Temperatur = 2,8°, an der Oberfläche = 23°.

Unter höheren Breiten finden sich in der Tiefe des Me

der Erwartung gemäss, auch negative Temperaturen. So fand Horner [1]) im Meere von Ochozk in 53° N. Br. schon in einer Tiefe von 150 Fuss eine Temperatur von —1,5°. Die Beobachtung geschah im August. Unter 67° N. Br. fand Peron [2]) am 20. Juni in 1430 Meter Tiefe —2,7° C., während die Temperatur an der Oberfläche des Meeres 0°, und die der Luft 7° war. Capitain Ross [3]) erhielt folgende Resultate. Am 26. Juli unter 75° 30′ N. Br. an der Oberfläche 1,1°, in 314 Faden (à 6 Fuss engl.) Tiefe 0°; am 1. September unter 73° 37′ an der Oberfläche 1,4°, in 80 Faden Tiefe 0°, in 250 Faden —1,4°; am 6. September unter 72° 23′ N. Br. in 1005 Faden Tiefe —2°.

Ebenso haben auch Beobachtungen von Sabine und Scoresby unter höheren Breiten (Baffinsbay) nach der Tiefe negative Temperatur des Meeres ergeben, dergestalt, dass sich in Tiefen von 4000 bis 6000 F. Temperaturen von —1° bis —3° fanden. Bemerkenswerth ist aber, dass im Grönländischen Meere (etwa zwischen 75 und 80° N. Br.) die Temperatur mit zunehmender Tiefe steigt. Zwar fand man auch hier in gewissen Tiefen negative Temperaturen, in grösseren Tiefen (2000 bis 4000 F.) zeigten sich aber positive von + 3° bis + 4°. Insofern nun hier an submarine wärmere Strömungen nicht gedacht werden darf, möchte wohl die beobachtete Temperaturzunahme nach der Tiefe auf den Einfluss der innern Erdwärme zurückzuführen sein.

97. Wir haben erkannt, dass, wie in eingeschlossenen Landseen, so auch im Ocean die an der Oberfläche erkalteten Wassertheilchen niedersinken, die wärmeren dagegen aufsteigen müssen. Indessen fanden wir in Rücksicht dieses Vorganges auch einen Unterschied zwischen dem Meerwasser und dem süssen Wasser der Landseen. Während letzteres, bis auf 4° C. erkaltet, das Maximum seiner Dichte erreicht, und daher bei fernerer Erkaltung sich wieder ausdehnt und leichter wird, also an der Oberfläche bleiben muss, erfährt das Meerwasser, wegen seines Salzgehaltes, eine fortdauernde Zusammenziehung bis nahe zu seinem tiefer liegenden Gefrierpunkte, so dass es bei Erkaltung unter den Nullpunkt noch fortwährend in die Tiefe sinken kann. Ein anderer Unter-

---

[1]) Krusenstern's Reise. Bd. III. S. 131.

[2]) Voyage. T. II. p. 327.

[3]) Entdeckungsreise. S. 109 u. 121.

schied ist darin gegeben, dass im Meere das in die Tiefe gesunkene kältere Wasser nach wärmeren Gegenden hinströmen muss, wogegen in eingeschlossenen Landseen ein solches seitliches Abfliessen des Wassers verhindert ist.

Die negativen Temperaturen, die man unter höheren Breiten in der Meerestiefe gefunden hat, können nicht befremden, zumal da die betreffenden Beobachtungen meist in den wärmeren Monaten angestellt wurden, wo eine nach der Tiefe abnehmende Temperatur sich auch dort als möglich herausstellt. Befremdlicher erscheinen die Beobachtungen, welche in den Polarmeeren eine Zunahme der Wärme nach der Tiefe ergaben. Wenn das Meerwasser sich bis zu seinem Gefrierpunkte unausgesetzt zusammenzieht, so müssen bei fortschreitender Erkaltung an der Oberfläche die hier dichter gewordenen Wassertheilchen beständig in die Tiefe sinken, und man möchte nach der Tiefe um so mehr eine Wärmeabnahme vermuthen, als auch das bei der Eisbildung an der Oberfläche flüssig bleibende Wasser wegen der Concentration des Salzgehaltes an Dichte zunimmt, und daher niedersinken muss. Dabei ist jedoch an eine Eisbildung in der Tiefe des Meeres noch nicht zu denken, da dieselbe hier füglich behindert sein kann; einmal wegen des vielleicht mit der Tiefe zunehmenden Salzgehaltes und dann auch vermöge des hohen Druckes, dem das Wasser daselbst ausgesetzt ist. Wasser gefriert desto schwerer, je grösser sein Salzgehalt ist, und wenn es einem hinreichend starken Druck unterworfen ist, kann es bedeutend unter seinen Gefrierpunkt erkalten, ohne zu erstarren. Existirte aber für das Meerwasser ein Maximum der Dichte bei einer Temperatur, die oberhalb seines Gefrierpunktes liegt, so würde sich dasselbe gewiss, wenn auch zwischen anderen Temperaturgrenzen, in ähnlicher Weise wie süsses Wasser verhalten. Die an der Oberfläche erkalteten Wassertheilchen würden nämlich so lange in die Tiefe hinabsinken, bis sie das Maximum ihrer Dichte erreicht hätten, von da aber bei weiterer Erkaltung an der Oberfläche verharren. In diesem Falle hätten wir denn unter höheren, kälteren Breiten eine nach der Tiefe wachsende Temperatur zu erwarten, freilich nicht so hohe Temperaturen, wie man sie im Grönländischen Meere beobachtet hat. Vielmehr müsste in einer gewissen Tiefe die Temperatur, bei welcher sich das Meerwasser im Maximum seiner Dichte befindet, als constante Wärme obwalten. In Rücksicht jener höheren Temperaturen bleibt immerhin der Einfluss der inne-

Erdwärme gedenkbar. Nimmt die Temperatur des Erdkörpers von einer gewissen Schicht an nach der Tiefe zu, so kann auch der Meeresboden von unten her stellenweise erwärmt werden.

98. In der Tropenzone findet an der Oberfläche des Meeres eine starke Ausdehnung und Verdunstung des Wassers statt, eine viel grössere als in der gemässigten und kalten Zone. Dies bedingt eine Störung im Gleichgewichte des Meeres, dergestalt, dass das Wasser von höheren Breiten herbeiströmen muss, um den bedeutenden Verlust in den Aequatorialgegenden zu ersetzen. Nun gelangt aber das in der Richtung vom Pole nach dem Aequator strömende Wasser, indem es sich an der Axendrehung der Erde betheiligt, von kleineren Parallelkreisen zu grösseren, deren Punkte eine grössere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. haben, als die Punkte der ersteren. Die Folge davon ist, dass das Wasser auf seinem Wege zum Aequator in der Richtung von W. nach O. zurückbleibt, oder der Rotationsrichtung entgegen von O. nach W. zu laufen scheint. Daher kommt es denn, dass die Strömung auf der nördlichen Hemisphäre eine nordöstliche, auf der südlichen hingegen eine südöstliche Richtung gewinnt, die je näher dem Aequator immer mehr in eine östliche übergeht. Da nun die Passatwinde auf beiden Seiten des Aequators sich in gleicher Richtung bewegen, so werden dieselben die Bewegung des Wassers von O. nach W. begünstigen; wozu sich drittens noch eine Begünstigung durch Ebbe und Fluth gesellt, indem vermöge der Anziehung von Seiten der Sonne und des Mondes, namentlich des letzteren, das Wasser des offenen Meeres eine Tendenz zur Bewegung in der Richtung von O. nach W. erlangt. So entsteht in den Aequatorialgegenden des Meeres die grosse östliche oder in Bezug auf die Weltgegend, nach welcher hin sich das Wasser bewegt, die grosse westliche Strömung, von den Holländern „Dienung" genannt. Dieselbe findet sich im atlantischen Ocean zwischen Afrika und Amerika und im stillen Ocean, geht bis zum indischen Meere durch die Meerenge von Java, biegt um die Südspitze von Afrika und kommt wieder in der magellanischen Meerenge zu Tage. Ein grosser Theil derselben nimmt seinen Weg nach dem caraibischen Meere und dem Golf von Mexico. Man erkennt, dass diese Strömung durch den Widerstand der Küsten mannigfache Ablenkungen erfahren muss. Ist sie z. B. durch einen solchen Widerstand genöthigt, nach Norden zu gehen, so wird sie auf der nördlichen Hemisphäre, indem sie von grösseren Pa-

rallelkreisen nach kleineren fortschreitet, eine Umbiegung nach Nordost hin erfahren, also in der Richtung von Südwest nach Nordost weiter gehen. Eine Ablenkung nach Süden hin wird dagegen auf der südlichen Hemisphäre eine Umbiegung nach Südost zur Folge haben.

99. Der eben besprochene allgemeine Weststrom erscheint als die Bedingung anderer Strömungen, unter denen vornehmlich der Golfstrom bekannt und wichtig ist. Derselbe besteht zunächst aus der grossen Menge warmen Wassers, welche der Weststrom in dem Golf von Mexico zusammendrängt. Aus dem nördlichen Theile des letzteren und der Meerenge von Yucatan wendet er sich nach dem Canal zwischen Cuba und Florida, umfliesst Florida und folgt dann in nördlicher und nordöstlicher Richtung der Küste der Vereinigten Staaten. Bei den Bänken von Neufundland geht er östlich nach den Azoren hinüber, wo sich ein Theil gegen Süden der Küste Afrikas zuwendet, um sich mit dem daselbst südwärts strömenden Wasser zu vereinigen. Man begegnet hier einem vollständigen Kreislaufe, den das Wasser, einigen Angaben zufolge etwa in $3\frac{1}{2}$ Jahren vollenden soll.

Beiläufig sei hier hingewiesen auf die Sargasso-See [1]) zwischen den Azoren, den capverdischen und canarischen Inseln, welche im nördlichen Theile des atlantischen Oceans der Sammelplatz des Seetangs und Treibholzes ist. Dicht bedeckt mit *Fucus natans* gewährt sie den Anblick einer grünen Fläche (Tangwiese, nach Oviedo). Da nun aus Beobachtungen sich ergeben hat, dass die Grenzen der Sargasso-See seit einem halben Jahrhundert unverändert geblieben sind, so sieht man hierin die Anzeige einer Kreisbewegung des nach dem Aequator hin und von ihm wegströmenden Wassers [2]), deren Centrum eben die Sargasso-See sein soll; wie denn auch Flaschen, die mit Angabe der Zeit und des Ortes ins Meer geworfen, kundgaben, dass die Gewässer von jeder Gegend des atlantischen Oceans sich dem Golfe von Mexico und seiner Strömung zu bewegen.

Eine beträchtliche Wassermasse des Golfstromes fliesst indess, — wie man zum Theil glaubt, in grösserer oder geringerer Menge, je nach der Menge und Stärke westlicher und südwestlicher Winde, — nach den Küsten Irlands, nach den Faröer-Inseln und den nor-

---

[1]) s. Berghaus, allgem. Länder- und Völkerkunde. 1837. Bd. I. S. 418 ff.

[2]) Maury, die physische Geographie des Meeres. Deutsch von Böttger. 1856. S. 17 f.

vegischen Küsten, und veranlasst eine Strömung in das nördliche Polarmeer, in welches der atlantische Ocean zwischen Grönland und Norwegen einmündet, der überdies noch durch die Baffinsbai und Hudsonsstrasse mit dem Polarmeere communicirt. Auch in der Behringsstrasse, durch welche das Polarmeer mit dem stillen Ocean in Verbindung steht, hat man eine nördlich gerichtete Strömung beobachtet. Anderseits fliesst aber auch das kalte Wasser des Polarmeeres zum Theil nach Süden, indem es als sog. arktische Strömung von Spitzbergen her die Ostküste Grönlands berührt und sich am Ausgange der Davisstrasse mit einer aus dem amerikanischen Eismeere herkommenden vereinigt. An der Ostseite der grossen Bank von Neufundland trifft sie unter dem 44. Breitengrade mit dem Golfstrome zusammen.

100. Die Breite des Golfstromes, die anfänglich etwa 40 Meilen [1]) betragen mag, nimmt beständig zu, je mehr er nach Norden fortschreitet, so dass sie im Meridian der Azoren wohl auf 160 M. kommt. Natürlich nimmt seine Geschwindigkeit mit wachsender Breite ab. In der Strasse von Florida schätzte man dieselbe zu 5 M. in 1 Stunde. Längs der Ostküste von Amerika bewegt er sich mit einer Geschwindigkeit von 3 M. in 1 Stunde, was etwa 5 Fuss in 1 Secunde gibt, und gegen die Azoren hin mit einer solchen von 1 M. in 1 Stunde. — In der Mitte ist seine Geschwindigkeit wahrscheinlich grösser als nach dem Rande hin, womit die dachähnliche Oberfläche dieses Stromes in nächster Beziehung stehen mag. Man machte nämlich die Wahrnehmung, dass ein Boot, welches man von einem im Strome befindlichen Schiffe ins Meer lässt, entweder nach Ost oder West treibt, je nachdem dasselbe zufällig auf der einen oder andern Seite der Stromaxe losgelassen ist. Aus diesem Factum kann man entnehmen, dass der Strom sich von seiner Mitte nach dem Rande hin beiderseits abschrägt, oder, mit andern Worten, dass er eine convexe Oberfläche besitzt. Die Ursache dieser Gestaltung ergibt sich aber leicht aus einer grösseren Geschwindigkeit des Fliessens in der Stromaxe, weil nämlich dann die hier befindlichen Wassertheilchen sich um einen ihrer grösseren Geschwindigkeit entsprechenden Betrag erheben müssen, damit alle vertikalen Wasserfäden eines Querprofils gleichen Druck empfangen und fortpflanzen können. Denn man weiss, dass der Druck,

[1]) deren 60 auf 1° gehen.

den das strömende Wasser nach unten und seitlich ausübt, mit wachsender Geschwindigkeit abnimmt; und hieraus resultirt eben eine grössere Erhebung des Wassers an den Punkten, wo die Geschwindigkeit grösser ist. So verhält es sich nach einem bekannten von Bernoulli aufgestellten Princip für Flüsse, die von festen Ufern begrenzt sind, und bei denen der Punkt der grössten Geschwindigkeit mit dem Stromstriche, d. h. mit der Mitte des Profils, zusammenfällt. Von diesem Principe lässt sich nun wohl auch, wie wir denken, Anwendung auf einen oceanischen Strom machen, dessen Ufer aus relativ unbewegtem Wasser bestehen.

101. Zu den sonstigen Eigenthümlichkeiten des Golfstromes gehört seine dunkle Farbe, die vom mexicanischen Meerbusen bis zur Küste von Carolina indigblau ist, so dass er sich von dem übrigen Meerwasser scharf abgrenzt. Dann macht sich derselbe auch auf weite Strecken hin durch die Meerespflanzen, die er mit sich führt, durch seinen starken Salzgehalt und durch eine höhere Temperatur bemerklich. Im mexicanischen Golf steigt die Temperatur bis auf 32° C. In Folge dieser hohen Temperatur wird das Meerwasser daselbst im Vergleich zu dem höherer Breiten, specifisch leichter, was denn eben, wie Maury [1]) meint, bedingt, dass das Wasser vermöge der Centrifugalkraft vom Aequator nach den Polen hin abzufliessen strebt, damit es durch schwereres von den Polen her ersetzt werde. Freilich könne diese Strömung nach den Polen hin erst dann eintreten, wenn das Wasser bis zur Höhe der Gleichgewichtsoberfläche der Erde an der betreffenden Stelle heranreiche oder durch Aufstauung über dieselbe emporgehoben sei. Da aber der Einfluss der Centrifugalkraft stetig wirke, so könne der Golfstrom in seinem Verlaufe den Widerstand der übrigen Gewässer überwinden und ungeachtet der späteren, seine Geschwindigkeit vermindernden Ausbreitung eine grosse Geschwindigkeit nach Norden hin behalten.

Obwohl die Wärme dieses Stromes in seinem weiteren Verlaufe mehr und mehr abnimmt, so geschieht dies doch nur langsam, so dass er in der Nähe der Bank von Neufundland noch eine Temperatur von 21 bis 22° C. besitzt, während die des sonstigen Meeres beträchtlich geringer ist. Die ersten Temperaturbestimmungen

[1]) s. Ohlert in Poggend. Ann. 1860. No. 6.

des Golfstromes wurden wohl von Franklin vorgenommen, der im November 1776 zwischen 35½ und 39° N. Br. 23,8° bis 27,2° C. fand, was einen Ueberschuss von 5,5° bis 8,25° über die Temperatur ergibt, welche der Ocean ausserhalb des Stromes in dieser Breite zur genannten Jahreszeit erreicht. In der Mitte des atlantischen Oceans übertrifft die Wärme des Stromes die des Meeres selbst im Sommer um 4° bis 5°. Die Wintertemperatur desselben beträgt in der Nähe der Azoren etwa 15°, in gleicher Breite an der Küste von Europa 10°, wogegen sie an der amerikanischen Küste auf 1° bis —1° herabgeht. [1]) Der Einfluss des Golfstromes bringt

[1]) Bezüglich einer Karte, welche die Temperaturverhältnisse eines Theiles des Golfstromes zur Anschauung bringt, s. Deville: L'Instit. No. 988. p. 393; u. Compt. rend. XXXV. Decbr. 1852. Carte de la température des eaux à la surface de la mer des Antilles, du golfe de Mexique et de la portion voisine de l'océan atlantique. — Diese Karte umfasst den Theil des atlantischen Oceans zwischen 10° und 40° N. Br. und 55° bis 100° W. L., d. h. das Antillenmeer, den Busen von Mexico und den ganzen Theil des Meeres zwischen den Küsten von Florida, Maryland und Bahama, und soll die Temperatur des Wassers an der Oberfläche in dem bezeichneten Raume angeben. Die Isothermen erscheinen in diesem Theile des Meeres mit einer grossen Anzahl von Biegungen, die als Folgen des Golfstromes zu betrachten sind. Die Temperatur des Wassers wächst im Allgemeinen mit zunehmender Entfernung von den Küsten; daher sich an der ganzen Küste ein Gürtel kälteren Wassers vorfindet, sowohl an der von Florida, als auch an dem ganzen Busen von Mexico, Yucatan, Neu-Granada entlang bis nach Cumana und Margarita. Der Aequatorialstrom tritt in das Antillenmeer mit einer Temperatur, die im Mittel für die Wintermonate +26° und im Sommer +27,5° beträgt. Sobald der Strom die Meerenge, welche das Cap San-Antonio von dem von Catoche trennt, verlässt, wendet er sich nach Norden, dem Kanal von Bahama zu; bevor er jedoch in diesen eintritt, erhöht sich seine Temperatur in dem Raume zwischen der Bank von Florida, der von Bahama und der Nordküste von Cuba. Im Sommer, wo sehr warmes Wasser aus dem Golf von Mexico zuströmt, steigert sich die Temperatur bis auf 28,2°. Die Isothermen wenden jetzt ihre convexe Seite stark nach NO., dem Laufe des Golfstromes entsprechend, bis zum Cap Hatteras, wo sie gegen ONO. abgelenkt werden. Von diesem Punkte bis zu den Gestaden von Delaware und New-York nimmt die mittlere Temperatur des Wassers rasch ab. Von Interesse ist, dass der Eintritt dieses grossen warmen Stromes in das atlantische Meer mehrere Wirbel verursacht, namentlich in dem Raume, der von W. nach O. zwischen dem 55. bis 65. Meridian und von N. nach S. zwischen dem 32. und 40. Parallelkreise liegt, deren Wirkungen sich sehr wohl in den jährlichen Temperaturcurven erkennen lassen, die von einem zwischen den Bermuden und dem Cap Hatteras bis zur kleinen Bank von Bahama gelegenen Punkte alle ihre convexe Seite gegen SW. kehren. Von dem letzteren Punkte aus richten sich die Wintercurven anfänglich gegen O., dann mit einigen bemerkbaren wellenförmigen Bewegungen gegen SO. Im

es mit sich, dass an der Küste von Irland die Jahreswärme des Meerwassers diejenige der Luft an den Küstenpunkten um 2° F und für Orte im Innern der Insel selbst um 3,8° F. übersteigt [1]) — Zu bemerken ist noch, dass die Lage des Golfstromes keine fest ist. Die Nordgrenze desselben reicht zur Zeit, wenn das Meer am wärmsten ist, in der Länge von Neufundland weiter nach Norden hinauf, als im Winter.

102. Durch die allgemeine westliche Strömung des Oceans gleichfalls bedingt ist die warme, dem Golfstrome entsprechende, aber nicht so weit nach Norden hinaufreichende, Japanische Strömung im stillen Ocean, die von den Japanischen Küsten bis zur Südspitze von Kamschatka hinaufgeht, hier nach Osten sich wendet und dann an der Küste von Oregon nach Süden fliesst. Ihre nördliche Grenze bilden die Aleuten. Im südlichen atlantischen Ocean entspricht dem Golfstrome die sog. Brasilianische Strömung, die von St. Catharina längs der Küste von Brasilien fliessend sich dem Vor-

---

Sommer und Herbst scheinen indess diese Erscheinungen verwickelter zu sein, was wohl mit dem Umstande in Verbindung steht, dass die Grenze der veränderlichen Winde und des Aequatorialstromes während der Sommermonate um mehrere Grade nach N. aufsteigt, und dass dies mit dem Vorherrschen der Winde aus S. und SO. auf den Antillen zusammenfällt. — Auf der besagten Karte finden sich einige Punkte, um welche sich die Isothermencurven concentrisch biegen; — eine Abweichung, die Deville eben aus jenen Wirbeln ableitet, welche in Räumen entstehen, wo das Wasser an der Oberfläche, weil es keinen hinreichend freien Abfluss hat, theilweise genöthigt ist, sich um sich selbst zu drehen, und daher durch die verlängerte Einwirkung der Sonne beträchtlicher erwärmt wird. Einige dieser Wärmepole zeigen sich im Winter nicht minder als im Sommer. Es sind diejenigen, welche, wie auf der Höhe von Guadeloupe, im Golfe nördlich von Panama vornehmlich aber zwischen Florida, der Insel Cuba und den Bänken von Bahama zu allen Jahreszeiten von warmem Wasser umgeben sind. Andere erscheinen nur im Sommer und Herbst, z. B. der im Golf von Mexico, welcher sich in dieser Jahreszeit beträchtlich an der Oberfläche erwärmt und eine mittlere Sommertemperatur von mehr als 28° zeigt. Einen andern bemerkt man nördlich von der Insel Domingo und Porto-Rico. Beachtenswerth sind noch zwei Stellen, die gewisse maassen als Kältepole gelten können. Die eine liegt in dem bereits hervorgehobenen Raume im NO. der Bermuden, während die andere den ganzen südlichen Theil der Kette der kleinen Antillen umfasst und wahrscheinlich mit dem kalten Wasser an der Küste von Venezuela in Beziehung steht. —

Ueber die Temperaturverhältnisse des Meeres ist ferner zu vergleichen Dana On the classification and geographical distribution of Crustacea. Philadelph. 185

[1]) Lloyd, Notes on the meteorology of Ireland. Dublin. 1854.

gebirge der guten Hoffnung zuwendet, und gleichfalls auf die allgemeine westliche Strömung zurückzuführen ist.

Der kalten Strömung aus dem nördlichen Polarmeere haben wir (Nr. 143) schon gedacht. Die Temperatur dieser arktischen Strömung beträgt im Mai, in der Nähe des Parallels von 45°, nur 5° bis 6,6°, so dass sie um etwa 7° niedriger ist als die entsprechende Temperatur der Luft. Auch aus dem südlichen Polarmeere kommt eine kalte Strömung, die man wohl die antarktische nennt, und zu welcher namentlich der peruanische Küstenstrom gehört, der im Jahre 1802 von A. v. Humboldt aufgezeigt wurde. Nach Duperrey endet sich die antarktische Strömung in der Breite der Insel Chiloe nach Osten und erfährt an der Küste von Chili eine Theilung nach Nord und Süd, dergestalt, dass eine Strömung nach Südost und ost um Cap Horn, und eine andere an der Küste von Chili und Peru entsteht, welche in der Nähe des Aequators, bei den Galapagos, in die allgemeine westliche Strömung übergeht. Die Temperatur dieser Polarströmung ist bei der Insel Chiloe etwa 11° C., und soll noch mitten in der Tropengegend nicht mehr als 15,6° betragen, während das Wasser ausserhalb der Strömung Temperaturen von 27,5° bis 28,7° zeigt. Die jährliche Mitteltemperatur der Strömung wird, bei Callao, zu 18,95°, das Maximum ihrer Temperatur daselbst zu 22,4° und das Minimum zu 15,5° angegeben.

103. Die bisher betrachteten Meeresströmungen, denen sich noch einige andere beizählen lassen, haben fast sämmtlich ihren Ursprung in dem allgemeinen Weststrome, der durch den Unterschied der Wärmeverhältnisse zwischen dem Aequator und höheren Breiten veranlasst, durch die Passatwinde aber, sowie durch Ebbe und Fluth verstärkt wird. Die Gegenströme kalten Wassers, durch welche das vom Aequator wegfliessende wärmere von höheren Breiten her wieder ersetzt wird, haben wir wol in der Regel als Unterströme zu betrachten, wie es denn überhaupt nicht unwahrscheinlich ist, dass die meisten Oberflächenströme mit Unterströmen verknüpft sind. So verlangt es in der That, unter gewissen Bedingungen, das Streben zur Herstellung des Gleichgewichtes in den Gewässern des Oceans, obschon es zu einem wirklichen Gleichgewichte niemals kommt und kommen kann, da die Ursachen der Gleichgewichtsstörung in nahe constanter Weise fortwirken. Einen Beweis für unterseeische Strömungen geben unter andern die Versuche, welche Lieutenant J. C. Walsh auf einem Schooner der Ver-

einigten Staaten und Lieut. S. P. Lee auf einer Brigg anstellten [1]). Man befrachtete nämlich einen Holzblock bis zum Untersinken und liess denselben an einem Takelgarn bis zu 600 oder 3000 Fuss Tiefe ins Meer hinab. Am Garn war ein kleiner Schwimmer befestigt, der gerade hinreichte, um den Block am tieferen Untersinken zu verhindern. Als nun die ganze Vorrichtung vom Boote losgelassen wurde, bemerkte man, dass dieselbe gegen Wind und Oberflächenströmung sich fortbewegte, stündlich etwa einen Knoten, in einem Falle sogar $1\frac{3}{4}$ Knoten.

Doppelströme, nämlich eine Strömung an der Oberfläche und eine entgegengesetzte in der Tiefe, finden sich namentlich auch in Meerengen, so in den Strassen von Gibraltar, Bab-el-Mandeb, Constantinopel, und in dem Sunde [2]). In der Strasse von Gibraltar führt ein Strom an der Oberfläche das Wasser des atlantischen Oceans ins mittelländische Meer, während das Wasser des letzteren durch einen Unterstrom dem atlantischen Meere zugeführt wird. Die Ursache dieser Doppelströmung findet man in dem Umstande, dass das mittelländische Meer durch Verdunstung viel mehr Wasser verliert, als es durch seine Zuflüsse gewinnt; daher denn das Wasser des atlantischen Oceans an der Oberfläche in das mittelländische Meer fliesst, während das specifisch schwerere Wasser des letzteren in der Tiefe jenem zuströmt. Auf solche Weise kann sich der Salzgehalt des mittelländischen Meeres unverändert erhalten, da eben der Unterstrom eine Anhäufung des Salzes in demselben verhütet. Im Wesentlichen ebenso verhält es sich mit dem rothen Meere, in welches das Wasser des Oceans durch eine obere Strömung gelangt, während ein Unterstrom das sehr salzhaltige Wasser des ersteren dem letzteren zuführt.

104. Beiläufig sei noch bemerkt, dass manche Oberströme, die man nach Rennel Driftströmungen nennt, ihren Ursprung lediglich in Winden haben, die theils durch Reibung, theils durch Stoss das Wasser in ihrer Richtung forttreiben. Eine andere Ursache partieller Meeresströmungen ist das Schmelzen des Polareises. Da nämlich das aus dem letzteren entstehende Wasser meist süss ist, so wird es sich als specifisch leichter auf der Oberfläche des

---

[1]) Maury, physische Beschreib. des Meeres. S. 134.

[2]) s. Maury a. a. O. S. 121.

Meeres halten und zum Theil Gegenden von grösserem Salzgehalte zuströmen. Endlich erkennt man auch, dass das ungleiche Niveau benachbarter Meere zu Strömungen Anlass geben kann. Eine solche Niveaudifferenz kann herbeigeführt werden, wenn ein Meer durch seine Zuflüsse mehr Wasser empfängt, als ihm durch die Verdunstung entzogen wird. — Wir schliessen hiermit unsere Betrachtungen über die Meeresströmungen, deren weitere specielle Erörterung ausserhalb des Planes dieser Schrift liegt. Indessen wird man schon bemerkt haben, dass die bezeichneten Strömungen auf die klimatischen Verhältnisse mancher Gegenden einen bestimmten Einfluss üben müssen, den wir gehörigen Ortes genauer hervorheben werden.

c. Gefrieren der Gewässer.

105. Bei stehenden Gewässern kann die Eisbildung nur auf der Oberfläche stattfinden, da der Grund, wenn die Tiefe bedeutend ist, nicht unter 4° C. erkalten wird. Wir wissen nämlich, dass die oberen Wasserschichten während des Erkaltens an Dichte zunehmen, weshalb sie in die Tiefe sinken, und durch andere ersetzt werden, die dann gleichfalls erkalten und niedersinken. Dies geht so fort, bis die ganze Masse, die wir als aus süssem Wasser bestehend annehmen, auf 4° C. erkaltet ist. Schreitet dann die Erkaltung noch weiter, so dehnen sich die oberen Schichten wieder aus; sie werden leichter und können deshalb auch nicht mehr in die Tiefe hinabsinken. Daher kann sich das Eis nur auf der Oberfläche bilden und seine Dicke auch eine gewisse Grenze nicht überschreiten. Aus dem Umstande aber, dass die ganze Wassermasse vor der Eisbildung die Temperatur von 4° C. in der bezeichneten Weise gewinnen muss, folgt zugleich, dass ruhige und tiefe Gewässer nur bei einer strengen und andauernden Kälte zufrieren können.

106. Bei Flüssen wird die Bildung einer Eisdecke an der Oberfläche durch die Bewegung des Wassers behindert, indem sie theils den in der Bildung begriffenen dünnen Eisüberzug zerstört, theils das schon entstandene Eis mit sich fortführt. Bekannt ist ja auch, dass schnell fliessende Ströme nicht so leicht als langsam fliessende zufrieren, so wie, dass ein Strom bei hohem Wasserstande weniger rasch zufriert, als bei niedrigerem. Begünstigt wird die Eisbildung in Flüssen durch darin enthaltene feste (erdige) Theilchen, woher es zum Theil auch kommt, dass die langsamer flies-

senden schmutzigen Flüsse des flachen Landes gewöhnlich rascher als die Bergbäche zufrieren.

Können sich nun in Flüssen und Strömen die Wasserschichten nach ihrem verschiedenen specifischen Gewichte lagern, so bildet sich das Eis in ihnen ebenso, wie in Seen, auf der Oberfläche, indem es vornehmlich von den Ufern aus, wo sich dem Krystallisationsprocesse des Wassers feste Stützpunkte bieten, nach der Mitte hin fortschreitet. Indessen ist nicht zu verkennen, dass die Bewegungsverhältnisse des Wassers in Flüssen und Strömen Umstände herbeiführen können, die eine Lagerung der Wasserschichten nach ihrem verschiedenen specifischen Gewichte, wie in Seen, nicht zulassen; daher denn hier auch die Eisbildung Abweichendes darbieten wird. Dermalen ist es kein Gegenstand des Zweifels mehr, dass in fliessendem Wasser auch Eis auf dem Grunde entstehen kann.

107. Die ersten genaueren, hierher gehörigen Beobachtungen (nämlich über das sog. Grundeis) wurden von Hales [1]) angestellt. Nach ihm und andern Beobachtern ist die Temperatur der Luft vor und während der Bildung des Grundeises bedeutend tief unter 0°, er selbst fand dieselbe = —9° C. Hugi [2]) beobachtete eine Temperatur von —5° und —11,2°. Fargeau eine solche von —13,7°. Die Temperatur des Wassers fanden Hugi, Merian, Fargeau und Duhamel auf dem Grunde und meist auch auf der Oberfläche bei 0°. Knight [3]) beobachtete die Erscheinung (a. 1816) in dem kleinen Flusse Teme in Herfordshire. Derselbe fand nach einer sehr kalten Nacht unterhalb einer Schleuse, die zum Betriebe mehrerer Mühlen angelegt war, alle hervorragenden Steine mit einer weissen Kruste überzogen, und in dem Wasser, das über das Wehr herabstürzte, eine sehr grosse Menge schwimmender Eisnadeln. Aus solchen, nach allen Richtungen sich durchkreuzenden, Nadeln war auch jene Kruste zusammengesetzt.

Ueber das Grundeis der Aar stellte Hugi im Februar 1827 einige genauere Beobachtungen an. Die Aar fliesst bei Solothurn von einer Brücke ab mit Schnelligkeit auf einem 20 bis 30° geneigten Bette, welches hie und da ganz steinig ist. Am 16. des ge-

---

[1]) Vegetable statics. 1731.

[2]) Sur la glace au fond des eaux. Bibli. univ. T. XLI. p. 201.

[3]) Philos. Transact. T. CVI.

nannten Monats floss das Wasser ruhig und klar, aber auf einer grossen Strecke sah man unaufhörlich eine Menge grosser Eisschollen von dem Grunde des Flusses in die Höhe steigen. Ueber den Stellen, wo sich diese Schollen erhoben, bildete sich in dem sonst ruhigen Wasser beständig eine Art Strudel. Die Temperatur der Luft war —5,7°, nahe am Wasser —4,9°, an der Oberfläche des Flusses 2,1°, am Brückenbogen, wo sich kein Eis bildete, 3°, und am Boden, von wo das Eis aufstieg, 0° C. — Fargeau machte Beobachtungen am 25. Januar 1829 am Rhein bei Strassburg. In einer kleinen Bucht, wo das eben nicht tiefe Wasser an einen rachen Strom grenzte, sah er alle Kieselsteine mit einem schwammigen Eise bedeckt, das in grösserer Masse an einigen Holzstücken und im Bette des Stromes an Steinen vorkam. Dasselbe riss sich hier und da vom Boden los, und bewegte sich dann auf der Oberfläche des Wassers fort. Die Temperatur des letzteren war überall, wo sich Grundeis zeigte, auf der Oberfläche und am Boden 0°.

Bemerkenswerth sind einige Beobachtungen, die Strehlke [1]) zu Berlin im Februar 1832 in einem schnellfliessenden Kanal, der ein Arm der Spree ist und die Werder'schen Mühlen treibt, anstellte. Am 12. Februar trat nach gelinder Witterung Frost ein, so dass am 14. die Temperatur Abends 10 Uhr —8,75° C. war. Um diese Zeit liess Strehlke in das Wasser des Kanals einen Korb hinab, der mittelst einer Leine an einem Flosse befestigt und mit Ziegelsteinen und Metallplatten beschwert war. Ausserdem befand sich in demselben noch eine langhaarige, durch Holzstücke festgeklemmte Bürste. Die Tiefe, bis zu welcher der Korb eingesenkt wurde, betrug etwa 3 Fuss und seine Entfernung vom nächsten Ufer 7 bis 8 Fuss. Die Temperatur des Wassers war in der Tiefe wie an der Oberfläche 0°. Der Himmel blieb die ganze Nacht hindurch heiter, und als des Morgens gegen 7 Uhr der Korb heraufgezogen wurde, zeigte sich die Oberfläche des Wassers nirgends gefroren, während die Wände des Korbes und die in ihm befindlichen Gegenstände überall mit Eisblättchen bedeckt waren, welche sich leicht ablösen liessen. An den Zinkplatten hingen sie reichlicher als an den Kupferplatten, deren Oberfläche glätter war; besonders stark waren aber die Haare der Bürste damit besetzt. Diese Blättchen waren weiss und von geringer Durchsichtigkeit; sie er-

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXVIII. S. 238.

schienen als Polygone, die sich der Kreisgestalt näherten, hatten 6 bis 8 Linien Durchmesser und 3 bis 4 Zehntel Linie Dicke. Eine halbe Stunde später sah Strehlke auch auf der Oberfläche des Wassers eine Menge solcher Eisblättchen schwimmen, während andere an Eisnadeln hingen und von diesen festgehalten wurden.

Eis, von derselben Beschaffenheit, wie das zuvor beschriebene sah Strehlke auch im Jahre 1828 zu Marienburg auf der Nogath einem Arme der Weichsel. Nachdem der December des Jahres 1827 ungewöhnlich mild gewesen, trat mit dem 1. Januar 1828 Frost ein. Am 4. Januar gegen Morgen war der Fluss, der an beiden Ufern Eisränder hatte, von schmutzigen, runden Eisblättern bedeckt, welche locker zusammengehäuft und an manchen Stellen zu grösseren Eisschollen durch das dazwischen getretene Wasser des Flusses verbunden waren. Sowohl diese Schollen als auch die bei den Eisufer zeigten sich deutlich aus kleineren Eisblättern zusammengesetzt, welche den ganzen Fluss mehr als einen Fuss hoch überdeckten. Als Strehlke einige Stunden später auf dem Weg nach Danzig den zweiten Arm der Weichsel erreichte, fand er diesen schon zugefroren; und es liess sich erkennen, dass diese Eisdecke aus den Eisblättern zusammengesetzt war, welche am Morgen noch unverbunden die Oberfläche der Nogath bedeckten. Nach Strehlke's Bemerkung soll man die Erfahrung gemacht haben, dass die Grundeisbildung immer dem Zufrieren der Weichsel vorangeht und auch das Zufrieren des Flusses wieder einleite, falls derselbe durch Thauwetter einmal wieder aufgegangen sei.

108. Da die Mehrzahl der das Grundeis betreffenden Beobachtungen lehrt, dass die Temperatur des Wassers da, wo die Erscheinung in auffälliger Weise zu Tage trat, überall, sowohl an der Oberfläche als in der Tiefe gleich 0° war, so ist damit eine Bedingung des Entstehens angedeutet. Bei fliessendem Wasser kann insofern die ungleiche Bewegung der Wassertheilchen, namentlich auf unebenem Boden, eine Lagerung der Schichten nach ihren verschiedenen specif. Gewichte nicht zulässt, die ganze Masse, ob durch die Vermengung der ungleich warmen Schichten, eine gleichmässige Temperatur annehmen. Ist nun die Masse, im vertikalen Sinne, überall auf 0° erkaltet, so wird sich das Eis am Boden bilden, wenn sich hier starre Körper darbieten, die geeignet sind, den Krysallisationsprocess einzuleiten und zu begünstigen. An der Oberfläche kann das Entstehen von Eiskrystallen verhindert sein, wo

hier die Bewegung des strömenden Wassers vielleicht zu stark ist, während am Boden, wo die minder starke und zum Theil auch anders geartete Bewegung des Wassers nur der gleichmässigen Bildung eines compacten Eises hinderlich ist, an den besagten Körpern eine Menge von Eiskrystallen entstehen, die sich aneinander legen und eine Eiskruste von jener schwammigen Beschaffenheit bilden, welche das Grundeis charakterisirt. Im Wesentlichen hiermit übereinstimmend ist eine von Arago [1]) ausgesprochene Ansicht, nach welcher das Grundeis dadurch entsteht, dass auf oder unter 0° erkaltete Wassertheilchen durch eine Strömung niedergezogen, mit festen Körpern in Berührung kommen, und an deren Oberfläche gefrieren. Indessen betrachtete Arago diese Ansicht nicht als vollständig. So sei es namentlich ungewiss, meint er, ob nicht die kleinen im Wasser schwimmenden Eisblättchen, von denen Knight berichtet, bei der in Rede stehenden Erscheinung eine wesentliche Rolle spielten. Diese Blättchen könnten durch Berührung mit der Luft, wenigstens an ihrer Oberfläche, eine Temperatur unter 0° erlangen, und dann, durch eine Strömung niedergezogen, die in dem Flussbette liegenden Kieselsteine erkalten. In diesem Sinne suchte namentlich Gay-Lussac [2]) die Entstehung des Grundeises zu erklären. Nicht zuerst am Boden, sondern vielmehr an der Oberfläche des Wassers soll sich eine Fülle von Eiskrystallen bilden, wenn bei heiterer trockner Luft plötzlich Kälte eintritt und dann die Erkaltung der oberen Wasserschichten noch durch die Verdunstung beschleunigt wird. Diese Eiskrystalle, deren Temperatur unter 0° C. ist, verbreiten sich wegen der beständigen Bewegung durch die ganze Wassermasse und ertheilen derselben, indem sie sich wieder auflösen, die Temperatur des Gefrierpunktes. Sobald dies geschehen ist, werden die neu entstandenen, unter 0° erkalteten, Eiskrystalle durch die Gewalt des Wassers gleichsam in die Tiefe hinabgedrückt, wo sie an hervorragenden Gegenständen lose gefrieren und dann, mit andern vereinigt, die schwammige Masse des Grundeises bilden. Auch können sehr stark erkaltete und feine Eisnadeln, wenn sich dieselben dicht aneinander legen und das zwischen ihnen befindliche Wasser gleichfalls gefriert, starre Gegenstände, z. B. die Steine am Boden, mit einer festen Eisrinde überziehen.

---

[1]) Annuaire pour l'an 1838. p. 244.

[2]) Ann. de chim. et de phys. T. LXIII. p. 359.

109. Indess erhob Mohr [1]), welcher Beobachtungen über das Grundeis des Rheins anstellte, gegen die Erklärung Gay-Lussac's den Einwand, dass während der Bildung des Grundeises durchaus keine Eisnadeln im Flusse bemerkt würden; und dass diese Bildung in einer Tiefe stattfinde, bis zu der unmöglich eine erkaltete Eisnadel gelangen könne, ohne die Temperatur des umgebenden Wassers anzunehmen. Wenn die Bildung des Grundeises beginne, werde das Wasser so klar, dass Gegenstände in 8 Fuss Tiefe noch zu erkennen seien; daher Eisnadeln nicht wohl darin schwimmen könnten. Uebrigens lässt sich auch aus vielen andern Beobachtungen entnehmen, dass die Entstehung des Grundeises nicht von einer vorausgegangenen Eisbildung auf der Oberfläche abhängig ist.

Zunächst wohl ist es allerdings die äussere Temperaturerniedrigung, welche eine Erkaltung des Wassers bis auf den Nullpunkt veranlasst, während die Bewegungsverhältnisse des Wassers es mit sich bringen, dass diese Erkaltung sich bis auf den Grund fortsetzt. Indem nun die hier befindlichen starren Körper gleichfalls, durch Abgabe ihrer Wärme an das kalte Wasser, auf oder unter 0^0 erkalten, bringen sie die mit ihnen in Berührung kommenden, bereits auf 0^0 erkalteten Wassertheilchen zum Erstarren. Hiernach entsteht also das Grundeis auf der Oberfläche der betreffenden Körper selbst, und zwar durch ihre Mitwirkung, die theils in der bezeichneten Temperaturerniedrigung dieser Körper, namentlich aber darin begründet ist, dass dieselben dem Krystallisationsprocesse des Wassers feste Stützpunkte darbieten. Schon längst hat man auf eine solche Mitwirkung der am Grunde gelegenen Körper aufmerksam gemacht.

110. Neuere Versuche über die Grundeisbildung liegen von Engelhard [2]) vor; es sind genauere Wiederholungen von Versuchen, die derselbe bereits 1829 zu Zinswiller im Niederrheinischen anstellte. Auch nach ihm ist die Bildung des Grundeises besonders durch die im Wasser befindlichen Körper bedingt. Das Wasser selbst muss aber solchergestalt in Bewegung gesetzt werden, dass seine unteren Schichten auf oder unter 0^0 erkalten. Dasselbe muss die Wandungen des Flusses erkalten und inmitten der Bewegung einen Ruhepunkt finden, an dem seine Adhäsions- und Krystalli-

[1]) Poggend. Ann. Bd. XLIII. S. 529.

[2]) Compt. rend. T. LI. No. 1. — Zeitschr. für die Ges. Naturw. Bd. I S. 453.

tionskraft zur Geltung gelangen kann. Befindet sich nun im Strome ein die Bewegung hindernder Körper, so wird derselbe die Wassertheilchen, die ihn treffen, in ihrer bisherigen Bewegung hemmen und sie in Rotation versetzen, die sich unter Umständen zum Strudel steigern kann, während er andrerseits auch Wassertheilchen, die sich unmittelbar hinter ihm befinden, vollständig zur Ruhe bringt. Sonach bieten die im Flusse befindlichen starren Körper sowohl Ruhepunkte für den Krystallisationsprocess des Wassers als auch Anlass zu einer wirbelnden Bewegung, durch welche auf oder unter 0° erkaltete Wassertheilchen zum Boden herabgezogen werden. In der That soll, wie Engelhard berichtet, die Grundeisbildung gehindert werden, wenn man einen Kanal von solchen Strudel erregenden Körpern reinigt.

Die Hauptmomente bei der Bildung des Grundeises sind also, nach den bisher angestellten Betrachtungen, eine hinreichende äussere Temperaturerniedrigung, eine Erkaltung des Wassers auf 0° an den Stellen, wo das Eis entsteht, herbeigeführt zunächst durch jene Temperaturerniedrigung, und weiter vermittelt durch die daselbst herrschenden Bewegungsverhältnisse des Wassers, drittens die Mitwirkung starrer im Wasser befindlicher Körper, welche theils den Krystallisationsprocess des Wassers in gewöhnlicher Weise begünstigen, theils auch die besagten Bewegungsverhältnisse bedingen, durch welche auf 0° erkaltete Wassertheilchen in die Tiefe gezogen werden. Man könnte sich noch vorstellen, dass jene starren Körper vorzugsweise dadurch zur Bildung des Grundeises mitwirkten, dass sie durch *freie* Ausstrahlung ihrer Wärme auf oder unter 0° erkalteten und eben dadurch das Wasser an ihrer Oberfläche zur Krystallisation veranlassten. Bekannt ist es ja, dass ein Körper auf zweifache Weise erkalten kann, einmal nämlich durch Mittheilung seiner Wärme an das umgebende Medium, und zweitens durch Aussendung von Wärmestrahlen, welche frei durch das Medium hindurchgehen, ohne dasselbe zu erwärmen. Solchergestalt können leuchtende Wärmestrahlen das Wasser und auch Eis frei durchdringen, nicht aber vermögen dies, wie aus Versuchen von Tyndall hervorgeht, die dunklen Wärmestrahlen. Nun sind es aber gerade Strahlen dieser Art, welche von den im Wasser befindlichen Körpern ausgesendet werden, und welche nicht zur Oberfläche des Wassers gelangen können, weil das letztere für sie undurchdringlich ist. Daher kann die Erkaltung jener Körper vorzugsweise nur durch das

Wasser selbst geschehen. Die mit denselben in Berührung kommenden kälteren Wassertheilchen entziehen ihnen Wärme, und werden dann, in Folge der obwaltenden Bewegungsverhältnisse, durch andere Theilchen ersetzt, die weiter erkaltend auf die betreffenden Körper einwirken, u. s. f. Im Uebrigen wird durch letztere die Krystallisation des Wassers auf die oben bezeichnete Weise begünstigt. Die Meinung, welche neuerdings Frankland, im Hinblick auf eine nicht annehmbare Ansicht Adie's [1]) über die Entstehung des Grundeises, kundgab, dass nämlich die besagten Körper nur als Ansatzpunkte der im Wasser selbst gebildeten Eiskrystalle dienen möchten, dürfte wohl mit der Gesammtheit der bereits über diesen Gegenstand gewonnenen Erfahrungen nicht ganz vereinbar sein. —

In Folge des Umstandes, dass Eis specifisch leichter als Wasser ist, werden Gegenstände, denen das Grundeis adhärirt, durch das letztere nicht selten mit an die Oberfläche gebracht. Natürlich wird diese Steigkraft des Eises mit seinem Volumen zunehmen. Nach der Mittheilung von Mohr in Coblenz überziehen sich die im tiefen Flussbette versenkten Ketten der Schiffbrücke oft dick mit Grundeis, so dass einst ein Anker sammt der Kette dadurch gehoben wurde. Die Ketten selbst heben sich häufig in grösserer Menge.

111. Das Meerwasser hat bekanntlich, wegen seines Salzgehaltes, einen tieferen Gefrierpunkt als das süsse Wasser, und zwar liegt die Temperatur dieses Punktes im Allgemeinen um so tiefer, je grösser die Menge des aufgelösten Salzes ist. Das Wasser des grönländischen Meeres, dessen specif. Gewicht 1,0263, gefriert nach Scoresby [2]) bei —2,01° C. Wenn dasselbe aber durch Frost bis 1,1045 concentrirt ist, erstarrt es erst bei —10°, und völlig mit Seesalz gesättigtes Wasser bei —20°. Während nämlich das Seewasser gefriert, nimmt die Dichte und Concentration des flüssigbleibenden Theiles fortwährend zu. Zunächst gefriert weniger gesalzenes, bei zunehmender Kälte aber fortschreitend das mehr gesalzene Wasser. Das gebildete Eis, nach Scoresby porös, weiss (grünlich), minder durchsichtig, weicher und leichter als Süsswassereis, gibt beim Schmelzen meist süsses Wasser, da eben mit dem Gefrieren des Meerwassers eine Ausscheidung von Salz verbunden ist.

---

[1]) Quarterly Journ. XIV. p. 111.

[2]) An Account of the Arctic Regions etc. Edinb. 1820. II. Vol. T. I. p. 225. — Gilb. Ann. Bd. LXII. S. 1 ff. — Ueber d. Dichtigkeitsmaximum d. Meerwassers s. v. Neumann: Poggend. Ann. Bd. CXIII. S. 382.

Eine Folge des geringeren Salzgehaltes und einer mannigfacheren Eingeschlossenheit durch Land (oder einer ausgedehnteren Küstenentwickelung) ist es, dass manche Theile der Ostsee schon in mässigen Wintern gefrieren, wogegen die Nordsee auch bei der strengsten Kälte frei vom Eise bleibt. Vom December bis zum April sind in der Ostsee viele Häfen, Buchten und kleinere Meerengen mit Eis bedeckt. Namentlich ist es so im bottnischen und finnischen Meerbusen. Allein auch die südlicheren Theile der Ostsee gefrieren mitunter, so dass man in manchen Wintern wohl in Schlitten und Wagen aus der schwedischen Landschaft Smaland auf die Insel Oeland fahren kann.

112. In grossartigem Masse bietet sich die Eisbildung in den Polarmeeren dar, wo das Eis theils zusammenhängende, weit ausgedehnte Ebenen, die man Eisfelder nennt, theils Massen von geringerer Ausdehnung bildet, welche, als sog. Treibeis, schwimmend nach einer bestimmten Richtung sich fortbewegen. Oder es erscheint in Massen von sehr bedeutender Höhe, welche Eisberge heissen, und entweder schwimmend oder fest in den Polarmeeren angetroffen werden.

Nach Scoresby haben die Eisfelder, die im hohen Norden (Spitzbergen) wahrzunehmen sind, eine Höhe von 4 bis 5 Fuss über dem Wasser, eine Dicke von 20 bis 25 Fuss und eine Oberfläche von 300 bis 400 Quadratmeilen. Die letztere ist bei manchen Eisfeldern vollkommen eben, bei vielen andern aber mit beträchtlichen Erhöhungen (Hummocks) versehen, die durch übergeschobene grosse Eisstücke oder durch zusammengewehten Schnee entstanden sind.

Wiewohl nun in den Polarmeeren Kanäle, Buchten und Meerengen besonders günstige Bedingungen für die Entstehung des Eises darbieten, so ist es doch, den Beobachtungen von Scoresby zufolge, gewiss, dass Eisfelder auch auf dem offenen Meere entstehen. Derselbe berichtet, dass das Wasser durch eine Fülle von Eiskrystallen in eine Art Schlamm (sludge) verwandelt werde, der die Oberfläche ähnlich wie Oel zu beruhigen scheine. Diese Krystalle vereinigen sich allmälig in kleine Eisschollen, welche durch die Bewegung des Wassers behindert, einen Durchmesser von nur 3 Zoll erreichen können. Nach und nach werden sie aber dicker, und gewinnen damit auch die Fähigkeit, sich untereinander zu grössern Flächen zu verbinden. Durch den Wellenschlag und gegenseitige

Reibung runden sie sich ab, und erhalten einen aufstehenden scharfen Rand, um dessen willen sie von den englischen Seeleuten Pfannkuchen (Pancakes) genannt wurden. Die grössten unter ihnen haben mehr als 1 Fuss Dicke und einen Umfang von mehreren Klaftern. Aus denselben entstehen endlich die sog. Treibeistafeln (Floes), die sich zu ausgedehnteren Massen vereinigen. In Buchten und Kanälen, wo die See ruhiger ist, werden sich natürlich schon anfänglich grössere, zusammenhängende Eisdecken bilden, die allmälig, wie andere, von unten her an Dicke zunehmen. Dazu kommt noch eine Vergrösserung von oben, nämlich durch den Schnee, welcher während der Wintermonate dort fällt und auf der schon gebildeten Eisdecke sich anhäuft. Diese Schneemasse erleidet in der wärmeren Jahreszeit eine partielle Schmelzung; das entstandene Schmelzwasser wird beim nächsten Frost in Eis verwandelt, und so allmälig auch die ganze Masse: durch abwechselndes Aufthauen und Gefrieren.. Dieses Eis muss natürlich, wenn es schmilzt, vollkommen süsses Wasser geben, wie es denn auch dicht und durchsichtig, ganz ähnlich wie Süsswassereis, sein wird.

113. Was die Erstreckung des Polareises, in der Richtung vom Pole nach dem Aequator hin, oder seine Begrenzung betrifft, so ist zu erwarten, dass dieselbe in der kälteren Jahreszeit weiter herabreicht, als in der wärmeren; daher man auch eine Winter- und Sommergrenze unterscheidet. Die Wintergrenze des nördlichen Polareises läuft, nach Scoresby, um Labrador, schliesst die Baffinsbai etwa am Polarkreis ab, umzieht das ganze südliche Grönland, schneidet den nördlichen Theil von Island, und zieht sich südlich von Jan-Mayen und der Bäreninsel, fast mitten zwischen dem Nordcap und der Südspitze von Nowaja-Semlja hin. Die Sommergrenze des nördlichen Polareises geht von der Südspitze Grönlands, etwa 1° nördlich von Jan-Mayen, nach dem Nordcap, biegt, ungefähr in der Mitte zwischen Jan-Mayen und dem Nordcap, um die Nordspitze von Spitzbergen gegen die Bäreninsel, und trifft etwa in dem Parallel von 75° das nördliche Nowaja-Semlja. — In der südlichen Hemisphäre sind die Grenzen des Polareises minder genau bekannt; gewiss ist es aber, dass die Sommergrenze desselben einer ähnlichen Veränderlichkeit, wie die des nördlichen Polareises, unterliegt. Viel weiter als bis zum 75. Breitenkreise scheint sich auch die Sommergrenze des südlichen Polareises nicht zu erstrecken.

Die eben hervorgehobenen Grenzen beziehen sich auf die Bildung des Eises; über dieselben hinaus gelangt das Polareis durch Strömungen in niedere Breiten, indem es mit dem Beginn der wärmeren Jahreszeit, unter dem Einfluss der höher steigenden Sonne, zum Theil in Bewegung geräth. Auf der nördlichen Hemisphäre erreicht das Treibeis im Atlantischen Ocean den Parallel von 40°. Es sind die früher betrachteten aus dem nördlichen Polarmeere kommenden Strömungen (Nr. 99), durch welche viele Treibeismassen aus den Gegenden zwischen Spitzbergen und Grönland, wie aus der Baffinsbai, den mittleren Breiten und dem Golfstrome (im Meridian von Neufundland) zugeführt werden, wo sie schmelzen und eine Temperaturerniedrigung bewirken. Gewöhnlich erscheinen sie daselbst in der Zeit zwischen März und Juli. Auf der südlichen Hemisphäre treiben ebenfalls bedeutende Eismassen, — doch, wie es scheint, minder dicht zusammengedrängt, als auf der nördlichen, — niederen Breiten zu. Am häufigsten hat man sie zwischen den Parallelen von 48 und 52° getroffen; mitunter sollen sie jedoch bis in die Nähe der Südspitze von Afrika und sogar bis zum Parallel von 35° S. Br. vordringen.

114. Die Eisberge, welche ebenso, wie die Bruchstücke der Eisfelder, von den Polarmeeren her niederen Breiten zugeführt werden, bilden sich vorzugsweise an den Küsten, wo sie namentlich die ins Meer führenden Thäler gletscherartig ausfüllen und sich dann von hier aus weiter in dasselbe fortsetzen. Mächtige Stücke lösen sich ab, stürzen in das Meer und bewegen sich als Eisberge fort. Manche dieser Gebilde entstehen wohl auch dadurch, dass Eisstücke, welche durch die Wellen gehoben werden, auf andere Eisblöcke fallen. Dies soll nicht selten bei der Zertrümmerung der Eisfelder vorkommen, wo Eisstücke von enormer Grösse aufeinander geschoben werden, so dass sie 20 bis 30 Fuss aus dem Wasser hervorragen. — Zahlreich erscheinen die Eisberge in dem grönländischen Meere, von besonders auffallender Grösse aber in der Baffinsbai. Dieselben ragen, je nach dem Unterschiede zwischen den specifischen Gewichten des Eises und des Meerwassers, mehr oder minder über die Oberfläche des letzteren empor. Ihre Gesammthöhe beträgt 300 bis 600 und mitunter sogar 1000 Fuss. So fand Scoresby in der Davisstrasse Eisberge von 12000 Fuss Länge, 4000 F. Breite, und mit Hörnern und Spitzen von mehr als 100 F. Höhe, so dass mindestens noch 500 F. unter dem Wasser standen. Auch

gab es Massen, die 180000 Quadratfuss Oberfläche hatten, 15 über die Oberfläche des Meeres emporragten und in 90 bis Klafter tiefem Wasser auf dem Grunde lagen.

Einiges Eigenthümliche bieten die Eisberge, die v. Wrang auf dem sibirischen Eismeere beobachtete, und Torossen gen werden. Dieselben erheben sich bis zu einer Höhe von 80 über die ebene, dem sibirischen Festlande ähnliche Eisfläche, welcher der Schnee in der Form von Hügeln zusammengeweht und bestehen aus zusammengefrorenen Eisschollen, welche d den Wind aufeinander geschoben wurden. Von manchen gröss Torossen, die ihren Ort nicht verlassen, wird angenommen, dass auf dem Grunde, dessen Tiefe nicht bedeutend sein soll, aufsit Das Aussehen solcher Torossen ist von dem der gewöhnlichen berge sehr verschieden; man soll nicht selten deutlich erkennen k nen, dass sie aus übereinander gehäuften Eisschollen bestehen, höchstens 42 Zoll dick und manchmal sehr regelmässig übereir der geschichtet sind. Namentlich betrachtet man die kleineren rossen als aufgehäufte Bruchstücke von Eisschollen, während bei den grösseren zwar auch, hinsichtlich ihres Ursprunges, an Auf- und Untereinanderschieben von Eisschollen denkt, aussere aber noch eine anderweite Vergrösserung hinzunimmt, nämlich d einzelne Lagen von Schnee, welche sich durch partielles Auftha und nachmaliges Gefrieren allmälig in Eis verwandeln. Die klei ren Torossen finden sich an den Rändern offener, fahrbarer S len von unbestimmter Ausdehnung und länglicher Gestalt, wel meist von SW. nach NO. verlaufen, und Polinjen genannt wer Diese Stellen entstehen, nach Parrot, wahrscheinlich dadurch, d die wogende und stets strömende Masse des Meeres die schwäc Stelle der Eisdecke fortschafft und die Bruchstücke derselben ü oder unter die widerstehende Eisfläche treibt.

Die im Meere treibenden Eisberge sind, wegen ihrer bed tenden Höhe, nicht selten schon aus beträchtlicher Entfernung erkennen. In grösserer Nähe machen sie sich auch durch die Kä fühlbar, welche sie verbreiten, indem sie der umgebenden Luft z Schmelzen ihres Eises Wärme entziehen, und somit auch Luftst mungen veranlassen. Im Sommer schmilzt ihr Eis durch die W

---

1) Beobachtungen während seiner Reise auf dem Eismeere, herausgeg. Parrot. Berlin 1827.

kung der Sonnenstrahlen, und das Schmelzwasser strömt dann in mächtigen Wasserfällen ins Meer herab, wodurch das letztere oft auf weite Erstreckung hin eine Temperaturerniedrigung erfährt.

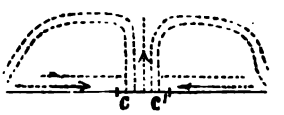
Drittes Kapitel.

Erscheinungen, welche mit den Temperaturverhältnissen der Atmosphäre und Erdoberfläche in nächster Beziehung stehen.

I. Winde.

115. Die Art und Weise, wie die Erdoberfläche von Seiten der Sonne erwärmt wird, schliesst ein statisches Gleichgewicht der Atmosphäre aus. Jede Temperaturdifferenz, die zwischen verschiedenen, mehr oder minder ausgedehnten, Räumen der Erdoberfläche besteht, veranlasst eine Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes, die um so beträchtlicher sein wird, je grösser die Temperaturdifferenz und der damit verknüpfte Unterschied der Luftdichtigkeit in den betreffenden Räumen ist. Gesetzt, eine bestimmte Stelle der Erdoberfläche erfahre, wie es so häufig vorkommt, eine stärkere Erwärmung als die Umgebung; dann wird dort (cc', Fig. 8.) die Luft in Folge ihrer Erwärmung specifisch leichter; sie wird ausgedehnt oder aufgelockert, und bildet einen aufsteigenden Strom (courant ascendant), der oben nach der kälteren Umgebung abfliesst, während unten die Luft von den kälteren Stellen in horizontaler Richtung nach dem Orte der Verdünnung hinströmt. Der emporgestiegene Luftstrom wird aber, indem er sich seitlich ausbreitet und abkühlt, allmälig wieder herabsinken; so dass bei diesem Vorgange ein vollständiger Kreislauf stattfindet, der so lange nicht zur Ruhe kommt, als die Ursache der atmosphärischen Gleichgewichtsstörung, nämlich die intensivere Erwärmung der betreffenden Stelle, fortdauert.

Fig. 8.

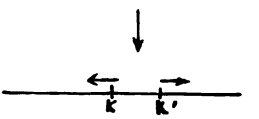


Die eben aufgezeigten Verhältnisse beruhen also auf bekannten physikalischen Gesetzen, wie man sich denn auch von jener doppelten Luftströmung in bekannter Weise überzeugen kann, wenn man eine Kerzenflamme in verschiedenen Punkten einer geöffneten Thüre anbringt, welche zwei ungleich erwärmte Räume miteinander verbindet. Die Bewegung der Flamme zeigt, dass die Luft unten aus dem kälteren Raume in den wärmeren strömt, oben dagegen aus dem letztgenannten in den ersteren.

116. In der Natur bieten zu dem beschriebenen Vorgange die Land- und Seewinde (Brisen, engl. breezes) ein Beispiel. Dieselben zeigen sich sehr bestimmt und regelmässig auf allen Inseln und an allen Küstengegenden zwischen den Wendekreisen, kommen jedoch auch in mittleren und höheren Breiten vor, und sind selbst an den Küsten grösserer Landseen wahrnehmbar, obschon sie durch andere herrschende Luftströmungen leicht verdeckt werden können. Der Seewind weht am Tage und erreicht zur Zeit der grössten Tageswärme das Maximum seiner Intensität. Der Landwind erscheint während der Nacht, und ist gegen Sonnenaufgang am stärksten. Der Uebergang aus dem einen Wind in den anderen ist durch eine Windstille markirt. Die primäre Ursache dieser Winde ist aber, ganz wie es oben angegeben, die Wärme. Am Tage nämlich, wo der feste Boden sich unter dem Einfluss der Sonnenstrahlen stärker erwärmt, als das Wasser, bildet sich über dem Lande ein aufsteigender Luftstrom, der unten in horizontaler Richtung durch die kältere Meeresluft ersetzt wird, die daher jetzt als Seewind erscheint. Natürlich muss die Intensität des letzteren mit der des aufsteigenden Luftstromes gegen die wärmste Tageszeit hin wachsen. Sobald jedoch die Sonne untergegangen, erfolgt eine Abkühlung, sowohl des Landes als des Wassers; allein wie am Tage sich jenes, unter Einwirkung der Sonne, schneller erhitzt, so erkaltet dasselbe nunmehr auch rascher, als das Wasser. Die Stärke des Seewindes nimmt dann ab, und es tritt endlich völlige Windstille ein. Indem aber weiterhin das feste Land stärker erkaltet als das Wasser, erhebt sich über dem letzteren ein aufsteigender Luftstrom, während von dem Lande die kältere Luft, als Landwind nach der See hinströmt, und zwar, wegen der zunehmenden nächtlichen Abkühlung, mit wachsender Intensität bis zum Sonnenaufgange, von wo ab mit steigender Sonne sich die Verhältnisse wieder umkehren.

117. Nehmen wir als Gegenstück zu dem oben betrachteten Falle an, dass die Luft an irgend einer Stelle der Erdoberfläche früher erkaltet als in den umgebenden Stellen, so wird unten die kältere, schwerer gewordene Luft nach allen Seiten abfliessen, während sich wärmere Luft herabsenkt, um das wegfliessende zu ersetzen. Auch hier haben wir einen Kreislauf der Strömung, der jedoch seiner Richtung nach dem oberen entgegengesetzt ist. Auf solche Weise entstehen die kühlen Luftströme, welche aus dem Schatten dunkler, die Sonne verdeckenden Wolken, oder in heissen Sommertagen aus dichten Wäldern kommen.

Fig. 9.



Wiewohl nun der Ursprung des Windes in den beiden hervorgehobenen Fällen im Wesentlichen derselbe, nämlich eine Temperaturdifferenz und ein dadurch bedingter Unterschied in der Dichtigkeit der Luftmassen an verschiedenen Orten ist; so lassen sich doch die Winde in Ansehung einiger besonderen Merkmale, namentlich in Rücksicht ihrer Fortschreitung, nicht unzweckmässig in Aspirations- und Impulsionswinde eintheilen. Ein Aspirationswind ist eine Luftströmung, welche, wie in dem zuerst betrachteten Falle (161), nach dem Orte verminderten Luftdruckes hingeht, indem die hier befindliche Luft in Folge stärkerer Erwärmung einen aufsteigenden Strom bildet. Mit einem solchen Aspirationswinde verhält sich ganz ähnlich wie mit der Luftströmung, die in einer Röhre entsteht, wenn man an einem Ende derselben die Luft, etwa durch Saugen, verdünnt. Die Richtung des Aspirationswindes ist entgegengesetzt der Richtung, nach welcher derselbe allmälig an verschiedenen Orten auftritt. So wird (Fig. 8) ein Ort, welcher der luftverdünnten Stelle *cc* näher liegt, eher vom Aspirationswinde betroffen werden, als ein von derselben entfernterer Ort. Dagegen ist die Benennung der Impulsionswinde, zu denen wir jenen aufsteigenden Luftstrom und die von einer kälteren Stelle abfliessende Luft rechnen können, in Uebereinstimmung mit der Richtung, in welcher sich dieselben verbreiten.

118. Von den zuvor angestellten Betrachtungen können wir nun sofort eine Anwendung auf die constanten Winde machen, die bei uns unter dem Namen der Passatwinde bekannt sind, von den Engländern aber gewöhnlich Handelswinde (Trade-Winds) und von den Franzosen vents alizés genannt werden. Ihre primäre Ur-

sache liegt in der Temperaturdifferenz zwischen dem Aequator u den Polen. Unter dem Aequator erfährt die Erde die intensive Einwirkung von Seiten der Sonne; es entsteht daselbst ein lebh ter, vertikal aufsteigender Luftstrom, der oben nach den beiden P len hin abfliesst, während unten in entgegengesetzten Richtung die kältere Luft herbeiströmt. So haben wir also auf beiden Er hälften eine obere Strömung vom Aequator nach dem betreffend Pole hin, und eine untere in der Richtung vom Pole nach d Aequator. — Nun kann aber auf die Richtung dieser Strömung die von West nach Ost erfolgende Axendrehung der Erde, an w cher die Atmosphäre betheiligt ist, nicht ohne Einfluss sein. D Rotationsgeschwindigkeit der Erdoberfläche ist nämlich unter v schiedenen Breiten nicht dieselbe. Jeder Punkt der Erdoberfläc beschreibt binnen 24 Stunden in der Richtung von W. n. O. ein Kreis um die Drehungsaxe der Erde. Diese Kreise werden m dem Aequator hin immer grösser, nach dem Pole zu hingegen i mer kleiner. In dem Maasse aber, als diese Kreise grösser w den, wächst auch die Rotationsgeschwindigkeit der betreffend Orte. Dieselbe verhält sich für verschiedene Orte wie die Hal messer der verschiedenen Parallelkreise auf welchen diese Orte li gen, so dass sie von den Polen nach dem Aequator zunimmt u hier ihr Maximum erreicht.

Nun kommt der in der Richtung vom Nordpol nach d Aequator fortschreitende Luftstrom allmälig zu Orten, die eine gr sere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als er selbst besitz Die Folge davon ist, dass dieser Strom, indem er in seiner geri geren Drehungsgeschwindigkeit zu beharren strebt, in Bezug a die unter ihm liegenden Orte in der Richtung von W. nach O. z rückbleibt, und eben deshalb als ein mehr östlicher Luftstrom z Erscheinung kommt, so dass er im Ganzen eine nordöstlich Richtung gewinnt. In gleicher Weise erhält der auf der südlich Hemisphäre vom Pol nach dem Aequator fortschreitende Luftstro eine südöstliche Richtung. — Man nennt diese beiden Strö die directen, wohl auch unteren Passate; bezüglich der Richtu den auf der nördlichen Halbkugel vorkommenden den NO.-, d auf der südlichen den SO.-Passat. Mit zunehmender Annäheru an den Aequator erlangt die östliche Richtung dieser Winde imm mehr das Uebergewicht. Doch gilt dies nur bis zu einer gewi sen Grenze. Es ist hier ein Umstand zu bedenken, dem Be

Hall [1]) hervorgehoben hat. Wiewohl nämlich die Rotationsgeschwindigkeit auf den verschiedenen Breitengraden von dem Pole nach dem Aequator hin wächst, so bietet dieselbe doch bei grösserer Annäherung an den Aequator immer kleinere Differenzen dar. Indem die Meridiane in der Nähe des Aequators parallel werden und in 10 Grad Entfernung von demselben sich nur wenig einander zuneigen, wird der Unterschied der Rotationsgeschwindigkeit des Parallelkreises von 10° und des Aequators ein nur geringer sein. Daher wird die dem Aequator zuströmende Luft, indem sie auch durch Berührung mit dem Boden immer mehr an Geschwindigkeit verliert, endlich die Rotationsgeschwindigkeit der Erdoberfläche selbst annehmen. So gewinnt denn in der Nähe des Aequators der NO.-Passat wieder eine mehr nördliche, der SO.-Passat eine mehr südliche Richtung, was zu einem gegenseitigen Stauen beider Passate und demgemäss zu Windstillen Anlass gibt.

Ferner ist aber ersichtlich, dass die unter dem Aequator aufsteigende und nach den beiden Polen abfliessende Luft, der sog. obere oder rückkehrende Passat, sich in einer Richtung bewegen muss, die der des unteren im Allgemeinen entgegengesetzt ist. Diese Luft hat, indem sie sich von grösseren Parallelkreisen zu kleineren bewegt, eine grössere Rotationsgeschwindigkeit als die Orte, zu welchen sie succesiv gelangt; sie eilt daher in der Richtung von W. nach O. voraus, und erhält somit auf der nördlichen Halbkugel eine **südwestliche**, auf der südlichen dagegen eine **nordwestliche** Richtung.

119. So resultiren also die Passatwinde aus der stärkeren Erwärmung der Erdoberfläche unter dem Aequator und der Axendrehung der Erde. Der Einfluss dieser beiden Umstände wurde zuerst von Hadley [2]) mit Bestimmtheit hervorgehoben. Von seinen Vorgängern sei hier nur Halley [3]) erwähnt, der diese Winde aus der erwärmenden Wirkung der Sonne, die unter dem Aequator einen heissesten Gürtel erzeugen muss, abzuleiten suchte. Allein

---

[1]) Fragments of Voyages and Travels second series vol. I. p. 168. London. 1832.

[2]) The cause of the general Trade-Wind in Philos. Transact. 1735. T. XXXIX. p. 58.

[3]) Philos. Transact. 1686. No. 183. p. 152; s. Dove's meteorologische Untersuchungen, Berlin 1837. S. 244 f.

die Resultate seiner Theorie konnten nur wenig mit der Erfahrung übereinstimmen, da von der Axendrehung der Erde und der damit zusammenhängenden ungleichen Rotationsgeschwindigkeit der Erdoberfläche unter verschiedenen Parallelkreisen völlig abgesehen ist.

Der untere Passat findet sich als ein Wind, dessen Richtung das ganze Jahr hindurch constant ist, zwischen den Wendekreisen, wo er auf dem atlantischen und stillen Meere der Aufmerksamkeit der Seefahrer nicht wohl entgehen konnte. Sehr bekannt in dieser Beziehung ist die Erzählung von des Columbus Seefahrt nach Amerika, auf welcher seine Gefährten durch die Beständigkeit des Windes, der sie fortwährend nach Westen trieb, in Unruhe versetzt wurden.

Die Existenz des oberen Passates, als eine Folge der unter dem Aequator in der Höhe abfliessenden Luft, hat sich aus verschiedenen Thatsachen ergeben; so unter anderm aus dem Zuge der höchsten Wolken und aus der Fortbewegung vulkanischer Asche. Am 1. Mai des Jahres 1812 fiel auf Barbados, nach der Eruption des 20 Meilen westlich liegenden Vulkans Morne Garou zu St. Vincent, ein sehr beträchtlicher Aschenregen, während in den unteren Regionen der NO.-Passat herrschte. Ohne Zweifel war es hier der obere Passat, welcher die zu St. Vincent in die Höhe geschleuderte Asche nach Barbados führte. Aus einem anderen Aschenregen, der sich 1835, in Folge des Ausbruches des Cosiguina, zu Kingston und an anderen Orten in Jamaica ereignete, geht ebenfalls hervor, dass die Asche nur durch den oberen Passat fortgeführt sein konnte.

120. Die Zone, welche die Passate beider Hemisphären voneinander trennt, ist bekannt als die Gegend der Windstillen (Calmen) oder, nach der Bezeichnung der Seeleute, als die Gegend der Veränderlichen, deren Ruhe öfter durch starke Gewitter unterbrochen wird, zu denen der daselbst aufsteigende Luftstrom, indem er eine grosse Menge von Wasserdämpfen mit sich emporführt, Anlass gibt. Diese Zone ist indess weder in Rücksicht ihrer Lage, noch bezüglich ihrer Ausdehnung oder Grenzen unveränderlich; vielmehr rückt dieselbe nach Nord oder Süd, je nachdem die Sonne nördlich oder südlich declinirt, womit natürlich auch eine veränderliche Lage der Passatwinde selbst gegeben ist. Kennt man die inneren Grenzen der beiden unteren Passate, so ist damit auch die Breite der Calmenregion bestimmt. Eine genauere Ermittelung

dieser Grenzen für die einzelnen Monate des Jahres zwischen 18° und 26° W. L. wurden von Horsburgh aus den Angaben vieler Schiffe, die aus dem NO.- in den SO-Passat und aus diesem in jenen gingen, vorgenommen [1]). Die Zahl der Schiffe für den ersten Fall belief sich auf 149, für den zweiten auf 88. Im Mittel ergaben sich für die inneren Grenzen der Passate nachstehende Werthe.

	Hinfahrt. NO-Passat hört auf im Mittel bei	Herfahrt. NO.-Passat fing an im Mittel bei	Herfahrt. SO.-Passat hörte auf im Mittel bei	Hinfahrt. SO.-Passat fing an im Mittel bei	Mittlere Bestimmung aus Hin- und Herfahrt.		
					südliche Grenze des NO-Passat.	nördl. Grenze des SO-Passat.	Breite des Gürtels zwischen beiden Passaten.
	N. Br.		N. Br.				
Januar	7°	4½°	2½°	3°	5°45′	2°45′	3°
Februar	7	5	1½	1	6	1 15	4 45′
März	5½	5	1	1½	5 8	1 15	3 45
April	6	5½	1	1½	5 45	1 15	4 30
Mai	7	6	2½	3	6 30	2 45	3 45
Juni	9	9	3	3	9	3	6
Juli	12	12	4	3	12	3 30	8 30
August	13	13	4	2½	13	3 15	9 45
September	11½	12	3½	2	11 45	3	8 45
October	10	10	3	3	10	3	7
November	9	7	3½	4	8	3 45	4 15
December	6	5	2½	4	5 30	3 15	2 15

Die Mittel aus den Monaten führen bezüglich der Grenzen in den Jahreszeiten zu folgenden Werthen.

	Grenze des NO.-Passat.	Grenze des SO.-Passat.	Breite der Zwischenzone.
Winter	5°45′	2°25′	3°20′
Frühling	5 47	1 45	4 2
Sommer	11 20	3 15	8 5
Herbst	9 55	3 15	6 40
Jahr	8°12′	2°20′	5°52′

Hiernach beträgt also die Breite der Calmenregion im jährlichen Mittel 5°52′. Im atlantischen Ocean ist dieselbe nach den Angaben von Basil Hall am geringsten im December und Januar = 150 Meilen, am grössten im September = 550 Meilen. Nach

[1]) s. Dove, meteorologische Untersuchungen. S. 259.

d'Après endigt der NO.-Passat in dem eben genannten Meere na dem Aequator hin im Januar und Mai zwischen 6° und 4° N. B im Februar zwischen 3° und 5° N., im März und April zwische 5 und 2° N., im Juni bei 10°, und im Juli, August, Septembe zwischen 13° und 14° N. Br. Die Wahrnehmungen im stille Ocean lassen schliessen, dass hier die inneren Grenzen der beide Passate geringere Veränderungen in der jährlichen Periode erfahre Auch scheint hier die Calmenregion ziemlich symmetrisch auf bei den Seiten des Aequators zu liegen, während dieselbe sonst fas das ganze Jahr hindurch auf der nördlichen Seite des Aequator liegt. — Was die äusseren Grenzen der Passate, nämlich ihre Ent fernung vom Aequator, betrifft, so finden sich darüber nur wenig Angaben. Der Nordost-Passat reicht im atlantischen Ocean im Mit tel bis zum 28°, und im stillen Ocean bis zum 25° N. Br.

121. Es ist hervorgehoben, dass die Gegend der Windstille mit der Declination der Sonne ihre Lage ändert, indem sie nac Nord oder Süd rückt, je nachdem die Sonne nördlich oder südlic declinirt. Doch beträgt diese Verschiebung der Calmenregion vi weniger, als die Declination der Sonne sich ändert. In dem Maas aber, als die bezeichnete Gegend, d. h. die Region des aufsteigende Luftstromes, nach Nord oder Süd rückt, verändert sich auch d Lage der Passate. Während nun hierbei manche Orte stets in de Nordost- oder Südostpassat bleiben, werden andere wechselnd i die Gegend der Windstillen und in die Zone der Passate aufgenom men. Auch geschieht es, dass einige Orte, bei dem Herauf- un Herunterrücken jener Gegend, wechselnd dem einen und ande Passat ausgesetzt werden, während wieder andere Orte einen Th des Jahres hindurch in dem einen der beiden Passate und in d übrigen Zeit ganz ausserhalb derselben liegen.

Wenn die Gegend der Windstillen bei nördlicher Declinati der Sonne sich weiter nordwärts vom Aequator entfernt, so wi der Südostpassat, — also die auf der südlichen Hemisphäre jen Gegend zuströmende Luft, — den Aequator überschreiten und Orten gelangen, welche sonst dem Nordostpassat ausgesetzt war Bedenken wir nun, dass der Südostpassat, nachdem er den Aequ tor überschritten, aus grösseren Breitenkreisen zu kleineren fo schreitet, so besitzt er eine grössere Rotationsgeschwindigkeit der Richtung von W. nach O. als die Orte, die er successiv erreic Derselbe eilt mithin in Bezug auf diese Orte ostwärts voraus u

rscheint demgemäss mehr als ein von West kommender, d. h. westlicher Wind, so dass er zunächst, indem die östliche Componente rücktritt, als Süd- und schliesslich als Südwestwind auftritt.

122. So nun scheint es sich in der That mit den sog. Moussons (von dem malayischen Worte mussin, Jahreszeit) oder Monsoons (engl.) zu verhalten, die am reinsten im Indischen Meere zur Erscheinung kommen. Daselbst herrscht nämlich insgemein vom October bis zum April ein beständiger Nordostwind (NO.-Mousson), während der übrigen Hälfte des Jahres aber, vom April bis zum October, ein Südwestwind (SW.-Mousson). Nach 21jährigen von Goldingham in Madras angestellten Beobachtungen dauert hier der NO.-Mousson vom 19. October bis zum 2. März; sein Anfang variirt aber vom 29. September bis Anfang November. Der Wechsel dieser beiden Winde ist an manchen Orten durch Windstillen, an andern durch veränderliche Winde oder Orkane charakterisirt [1]). Nun lässt sich der NO.-Mousson im Wesentlichen als der gewöhnliche NO.-Passat betrachten, wogegen der Südwest-Mousson auf die oben bezeichnete Weise aus dem Südostpassat hervorgeht, sobald in nördlicher Declination der Sonne das asiatische Festland (Südund Centralasien) eine beträchtliche Erwärmung erfährt und dadurch der Passat nach Norden hinaufgerückt wird.

Denken wir uns den umgekehrten Fall, dass nämlich der Nordost-Passat den Aequator überschreitet, so wird derselbe auf der südlichen Hemisphäre in einen Nordwestwind übergehen müssen, indem er von grösseren Parallelkreisen zu kleineren fortschreitet. Wirklich scheint dies bezüglich Neuhollands der Fall zu sein, welches sich bei südlicher Declination der Sonne beträchtlich erwärmt, und eben dadurch, als eine Gegend verminderten Luftdruckes, Anlass geben kann, dass der Nordost-Passat den Aequator überschreitet und sich bei seinem weiteren Vorrücken in einen Nordwestwind verwandelt.

L. v. Buch [2]) stellte die Ansicht auf, dass der Südwest-Mousson der nördlichen Hemisphäre eben nur der als Südwestwind herüberkommende Aequatorialstrom sei, der in der Region der Calmen aufsteigt und allerdings, wie wir wissen (S. 165), bei seinem

---

[1]) s. Capper, Observation on the Winds and Moussons. London 1801. S. 42; — Dove, meteorologische Untersuchungen, S. 265.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XV. S. 359.

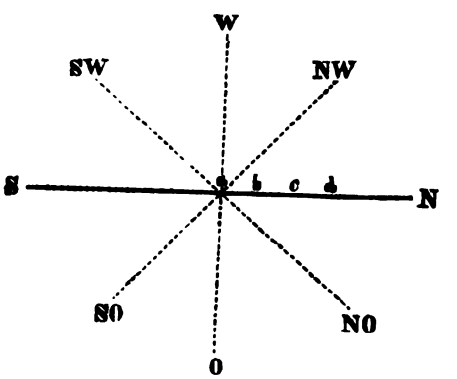
Fortschreiten zu kleineren Parallelkreisen in einen Südwestwin übergeht. Allein man hat erkannt, dass diese Ansicht keineswe der Erfahrung entspricht. Abgesehen von andern verräth dieselb eine Incongruenz bezüglich der Zeit, in welcher der Südwest-Mons son herrscht. Der letztere erscheint dann, wenn der Nordost-Pas sat sich am weitesten nach Norden erstreckt, während jener Aequa torialstrom in der bezeichneten Gegend gerade zu der Zeit herab kommen müsste, wo der genannte Passat bei südlicher Declinatio der Sonne am weitesten nach Süden verschoben wird. — Dagegen hat v. Buch an andern Orten (Canarische Inseln, etc.) das allmälig Herabkommen des Aequatorialstromes, als eines Südwestwindes genau beobachtet. Es seien hier noch einige Wahrnehmungen, die ausser den bereits (S. 166 f.) mitgetheilten, die Existenz dieses a Aequator aufsteigenden und oben seitlich abfliessenden Stromes be kunden, hervorgehoben. So zeigte sich im Sommer beim Besteig des Pic von Teneriffa, während u n t e n der Nordost-Passat herrscht oben ein sehr lebhafter Südwestwind. Ferner fand sich, dass Te neriffa ganz in diesen Südwestwind kommt, sobald die Gegend de Windstillen nach Süd rückt, dass hingegen das vorige Verhältnis sich wieder herstellt, nämlich unten am Fusse der Nordost-Passa und oben der Südwestwind, wenn die Calmenregion nach Norde vordringt.

123. Wenden wir uns zu den Windverhältnissen der ge mässigten und kälteren Zone, so begegnen wir hier nicht der ein fachen Gesetzmässigkeit, die unter den Tropen herrscht; vielmeh scheinen die Winde in der regellosesten Weise zu wechseln. Frei lich haben wir auch in diesen Zonen einen grösseren Wechsel zu erwarten. Denn wenn der Zufluss der Luft in der Richtung vo dem Pol nach dem Aequator (zu der Calmenregion) sich, wie e sehr wahrscheinlich ist, auch auf die aussertropischen Gegenden er streckt, so wird diese Strömung, welche in den Tropen den unter Passat bildet, ausserhalb derselben mit dem von oben herabkom menden Aequatorialstrome (dem oberen Passat) in Conflict gera then. Beide Ströme werden sich in den aussertropischen Gegende zu verdrängen suchen, und je nach dem Uebergewichte des eine oder andern einen Wechsel der Winde herbeiführen. Andererseit ist jedoch zu erwarten, dass das Verdrängen dieser beiden Haupt ströme nach einem bestimmten Gesetze geschieht, und insofer auch, abgesehen von gewissen secundären Einflüssen, eine bestimmt

Regelmässigkeit in der Aufeinanderfolge der Windesrichtungen mit sich bringt. In der That hat nun auch Dove [1]) aus der Zusammenstellung einer sehr grossen Anzahl von Beobachtungen erkannt, dass in den bezeichneten Zonen ein bestimmtes Drehungsgesetz des Windes existirt, d. h. dass der Wind im Mittel auf eine bestimmte Weise, wenn schon innerhalb sehr verschiedener Zeiträume, durch sämmtliche Punkte der Windrose hindurchgeht. Die theoretische Erklärung, die Dove von diesem Gesetze gegeben, stützt sich auf einen Wechsel zwischen Aequatorial- und Polarströmen, oder überhaupt zweier Winde, von denen der eine vom Aequator nach dem betreffenden Pole, der andere im entgegengesetzten Sinne gerichtet ist, und sodann auf die verschiedene Rotationsgeschwindigkeit der Erdoberfläche in verschiedenen Breitenkreisen, wie wir dies bereits bei den Passatwinden kennen gelernt haben. Solchergestalt erscheinen die regelmässigen Windverhältnisse der Tropenzone: die Passate und Moussons, und die mehr verwickelten der gemässigten und kalten Zone als die nothwendigen Folgen derselben physikalischen Grundbedingungen.

124. In nebenstehender Figur sei *NS* die Richtung von Nord nach Süd (nach dem Aequator hin), *a* ein Ort der Erdoberfläche auf der nördlichen Halbkugel und *WO* die Westostlinie. Gelangt nun zu dem Orte *a* ein von dem Pol nach dem Aequator gerichteter Luftstrom, so hat dieser eine geringere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als der Ort selbst. Doch ist die Differenz der Rotationsgeschwindigkeit anfänglich nur gering, wird aber immer grösser, von je weiter nördlich gelegenen Orten die Luft herbeiströmt. So ist diese Differenz für *a* und *b* geringer als für *a*

Fig. 10.



[1]) Poggend. Ann. Bd. XXXVI. S. 321, Bd. LII. S. 15, Bd. LXVII. S. 300. — Dove, meteorol. Untersuchungen, Berlin 1837, S. 124 ff.; Repertorium der Physik. Bd. IV. S. 179 ff. — Berichte der Berliner Akademie. 1857. S. 81 ff.

und c, u. s. f. Daher wird die einfallende Luft zuvörderst in vor herrschend nördlicher Richtung auftreten, allmälig aber immer mehr in der Richtung von West nach Ost zurückbleiben, d. h. der Rotationsrichtung der Erde entgegen von Ost nach West zu fliessen scheinen. Also wird der als Nordwind einfallende Luftstrom durch NO. in O. übergehen. Dauert aber die Ursache, welche die Luft nach dem Aequator treibt, fort, so muss auf diesen Strom der entstandene Ostwind hemmend wirken, was zur Folge haben wird, dass die Luft bald die Rotationsgeschwindigkeit des Ortes annimmt, über welchem sich dieselbe befindet. Sie wird zu demselben in den Zustand relativer Ruhe treten. Wenn dann die Tendenz der Luft nach dem Aequator zu strömen, noch fortdauert, so wird der Wind nach Norden zurückspringen und die so eben beschriebene Reihe von Erscheinungen sich wiederholen.

Wenn dagegen bei herrschendem Ostwinde eine südliche, vom Aequator (S) nach dem Nordpol (N) gerichtete, Luftströmung eintritt, so wird dieselbe den ersteren, indem sich die östliche Richtung mit der südlichen combinirt, im Sinne O., SO., S. verdrängen, d. h. der Ostwind wird durch Südost nach Süd umschlagen. Da aber die von Süd nach Nord strömende Luft eine grössere Rotationsgeschwindigkeit hat, als die Orte der Erdoberfläche, zu denen sie gelangt, so wird dieselbe bei ihrem Fortschreiten allmälig immer mehr durch SW. in W. übergehen. Auf eine Aequatorialströmung wird der so entstandene Westwind zunächst hemmend wirken und sie in den Zustand relativer Ruhe bringen. Behält aber die Luft die Tendenz nach dem Pole hin, so wird der Wind nach Süd zurückspringen und eine Wiederholung der ganzen, so eben betrachteten, Erscheinung so lange stattfinden, bis ein neuer Polarstrom (von N. nach S.) eintritt, welcher den Westwind verdrängt, so dass dieser durch NW. in N. übergehen muss.

Auf der nördlichen Erdhälfte dreht sich also der Wind wenn Aequatorial- und Polarströme miteinander wechseln, im Mittel in der Richtung S. W. N. O. S. durch die Windrose. Das Zurückspringen des Windes erfolgt aber leichter zwischen S. und W und zwischen N. und O., als zwischen W. und N., und zwischen O. und S.

Die obige Betrachtung gilt ebenso für die südliche Hemisphäre. Mit Berücksichtigung des Gegensatzes, der zwischen die Richtungen des Polar- und Aequatorialstromes beider Hemisphäre

statt hat, ergibt sich sofort, dass die Drehung des Windes auf der südlichen Hemisphäre, im Vergleich zur nördlichen, im entgegengesetzten Sinne geschehen muss, nämlich in der Richtung S. O. N. W. S.

125. Die Windverhältnisse der Tropen lassen sich nun gewissermassen als besondere Fälle des zuvor erörterten Drehungsgesetzes betrachten. Sehen wir nämlich ab von einem Wechsel der beiden hervorgehobenen Hauptströme, und reflectiren wir nur auf den in der Tiefe nach dem Aequator gerichteten Polarstrom, so erfährt derselbe mit fortschreitender Annäherung an den Aequator eine entsprechende östliche Ablenkung; allein es gibt keine vollständige Drehung des Windes. Dies gilt für diejenigen Gegenden der Tropenzone, wo der untere Passat herrscht; auf der nördlichen Erdhälfte der NO.-, auf der südlichen der SO.-Passat, während der in der Höhe fliessende Aequatorialstrom für sich allein auf der nördlichen Erdhälfte einen Südwest-, auf der südlichen einen Nordwestwind gibt. Wechselt im Verlaufe des Jahres einmal ein südlicher Strom mit einem nördlichen, so resultiren die Moussons der Tropenzone. Wo aber, wie in der gemässigten und wahrscheinlich auch in der kalten Zone, Aequatorialströme fortwährend mit Polarströmen wechseln, da dreht sich der Wind im Mittel durch die verschiedenen Punkte der Windrose, und zwar öfter in einem bestimmten Sinne, der jedoch für beide Hemisphären in der oben bezeichneten Weise ein entgegengesetzter ist.

126. Eine Zusammenstellung directer Beobachtungen über die Veränderungen der Windesrichtung, sowohl aus alter als neuerer Zeit, führte zu Resultaten, die dem besprochenen Drehungsgesetze im Wesentlichen zur Bestätigung dienen. Schon Aristoteles, Theophrast und Plinius sprechen davon, dass der Wind der Sonne folge, was eben auf eine Drehung in dem bezeichneten Sinne hindeutet. Bacon von Verulam bemerkt, dass der Wind selten oder nur auf kurze Zeit zurückkehre, wenn er sich mit der Sonne, nämlich von Ost nach Süd, West und Nord drehe, wogegen er immer gern zu dem vorigen Punkte zurückkomme, wenn er sich in der entgegengesetzten Richtung verändere. Eben so erwähnt Mariotte [1]), dass der Wind in Frankreich sich gewöhnlich von O. nach S., SW.,

[1]) De la nature de l'air. p. 160.

W., dann nach N. und NO. drehe, selten aber vollständig in gegengesetzter Richtung. Und Sturm [1]) sagt, dass nach seinen jährigen Beobachtungen der Westwind nach Nord, dann nac und S. übergehe, um von hier aus wieder nach W. zu gelai dass derselbe aber, wenn er sich im entgegengesetzten Sinne Süd drehe, selten Ost erreiche, und um so weniger in dieser I tung jemals den ganzen Kreis durchlaufe. Entsprechende Aei rungen finden sich bei Toaldo [2]), Kant [3]), Lampadius [4]) und Sc ler [5]). Poitevin entnahm aus, 35 Jahre zu Montpellier angestel Beobachtungen eine Drehung des Windes in dem angegeb Sinne; und Duden [6]) fand ein ähnliches Verhalten in Nordame Aus Berechnungen von O. Eisenlohr [7]), die sich auf 43jährige obachtungen in Karlsruhe stützen, ergab sich ein entschied Uebergewicht der regelmässigen Drehung im Sinne S. W. N. die Drehung im Sinne S. O. N., sowohl im jährlichen Mittel auch in den einzelnen Jahreszeiten. Emsmann [8]) erhielt aus B achtungen, die von Mädler in Berlin (1831—1835) angestellt ren, durch Summirung der Octanten 347,2 für das betreffende setz sprechende Octantendrehungen und 277,8 entgegengese also in Rücksicht der ersteren einen Ueberschuss von 69,4 Oc ten, d. h. 8,7 vollständige Drehungen. Ueberdies zeigten sich jährlichen Mittel 11,2 vollständige Drehungen des Windes ohne Zurückspringen desselben, und nur 3 zurückgehende. Ferner Kolbe [9]) in einem Jahre zu Gnadenfeld bei Kosel (in Oberschles 10 vollständige Drehungen: eine von 3 Tagen, eine von 4 Ta eine von 7, eine von 12 und eine von 19 Tagen. Unter 1(von Neuber [10]) in Apenrade während eines Jahres (Juni 1824

---

[1]) Physica electiva sive hypothetica II. p. 1206.

[2]) La meteorologia applicata all' agricultura p. 62.

[3]) Physische Geographie. 1802. S. 282.

[4]) Systematischer Grundriss der Atmosphärologie. Freiberg 1806. S. 1[illegible]

[5]) Grundsätze der Meteorologie. Leipzig 1831. S. 28.

[6]) Reisen nach den westlichen Staaten Nordamerikas. S. 200.

[7]) Untersuchungen über den Einfluss des Windes auf den Barometers etc. u. die verschiedenen Meteore. Heidelberg 1837. S. 6 ff.

[8]) Untersuchungen über die Windverhältnisse zu Berlin. Frankfurt a. 1839.

[9]) Poggend. Ann. Bd. LXII. S. 373.

[10]) Poggend. Ann. Bd. XIV. S. 516.

Mai 1825) beobachteten Veränderungen der Windesrichtung geschahen, alle kleine Schwankungen mit eingerechnet, 859 im Sinne S. W. N. O. S. und 457 im entgegengesetzten Sinne. Abgesehen von verschiedenen andern, dem Gesetze günstigen, Wahrnehmungen, erwähnen wir hier noch die genauen Beobachtungen, die auf dem Observatorium zu Greenwich unter der Direction von Airy [1]) gemacht wurden, sowie die Resultate, die man unter der Leitung von Hartnup in den Jahren 1852—1855 auf dem Observatorium in Liverpool erhielt [2]). Die nächstfolgende Tabelle enthält die Resultate für das Jahr 1842 (in Greenwich). Die Ueberschrift: directe Bewegung bezieht sich auf den Sinn des Drehungsgesetzes. Die weniger als 22½ Grad betragenden Drehungen sind nicht mitgerechnet, wie auch die nicht, wenn bei windstillem Wetter die Fahne durch einen plötzlichen Windstoss schnell ganz herumgedreht wird.

	Directe Bewegung		Retrograde Beweg.		Dauer schwacher Winde und Windstillen im Monat.
	von d. Windfahne beschriebener Bogen.	darauf verwendete Zeit.	v. d. Windfahne beschriebener Bogen.	darauf verwendete Zeit.	
Januar	1147°30′	5T.16St.	1012°30′	4T.10St.	17.T18St
Februar	1192 30	4 14	652 30	2 6	20
März	1485 0	6 10	1192 30	4 4	14 10
April	1192 30	5 22	855 0	4 18	14 16
Mai	1507 30	5 22	1147 30	5 12	16 22
Juni	2020 0	9 10	495 0	2 4	11 10
Juli	1215 0	6 6	742 30	2 22	16 22
August	967 30	3 14	697 30	3 20	17 6
September	675 0	3 10	517 30	3 0	20 4
October	630 0	1 14	540 0	2 16	22 20
November	810 0	4 22	675 0	3 16	16 6
December	675 0	8 10	292 30	2 12	14 8
Summe	13517°30′	66T. 2St.	8820°30′	41T.20St.	202T.22St.

Diese Tabelle zeigt in jedem einzelnen Monat einen Ueberschuss der regelmässigen Drehungen über die retrograden, der im Jahre

[1]) Magnetical and Meteorological Observations etc. London 1843; — Dove: Poggend. Ann. Bd. LXVII. S. 310 f.

[2]) Dove in Berichten der Berl. Akademie 1857. S. 91

13,1 ganze Umdrehungen beträgt. Die Drehungsgeschwindigkeit der Bewegungen in beiden Richtungen macht 9 Grade in der Stunde. — Das Jahr 1841 gab einen Ueberschuss der regelmässigen Drehung über die retrograde vom 1. Februar bis 31. December zu 5,4 ganzen Umdrehungen. Die Anzahl der Tage mit regelmässiger Drehung betrug 250, die mit retrograder 84.

Zu Liverpool ergaben die Beobachtungen während der oben genannten Jahre folgende ganze Durchgänge (durch alle Zeichen der Windrose).

Jahr.	Directe.	Retrograde.	Ueberschuss der directen.
1852	28	12	16
1853	24	12	12
1854	26	2	24
1855	24	10	14
Mittel	25,5	9	16,5

Die in dieser Nr. mitgetheilten Angaben beziehen sich sämmtlich auf Orte der nördlichen Hemisphäre. Auf der südlichen Erdhälfte muss sich der Wind, nach der früher dargelegten Ableitung, im Mittel im entgegengesetzten Sinne, also im Sinne: S. O. N. W. S. drehen. Wirklich wird dies auch durch Beobachtungen, die man auf der letztgenannten Hemisphäre gemacht hat, im Wesentlichen bestätigt [1]).

127. Da bei dem Zusammentreffen der beiden Hauptströme (des nördlichen und südlichen) an den Grenzen, wo beide einander berühren, eine wirbelnde Bewegung der Luft und demzufolge gleichfalls eine Drehung der Windfahne in grösseren Bogen bewirkt werden kann, so ist dieser Fall von dem zu unterscheiden, wo die Ablenkung der Fahne in der bisher gedachten Weise aus der Abwechselung von Polar- und Aequatorialströmen, die sich in der Richtung der Meridiane stetig fortzubewegen streben, hervorgeht. Die verschiedenen Umstände, auf welche hierbei zu reflectiren ist, sind von Dove [2]) aufgezeigt worden. Bewegt sich ein Wind in stetiger Richtung, ohne zu wirbeln, so wird derselbe unter dem Einfluss der rotirenden Erde die Windfahne stets in einem bestimmten

[1]) s. Dove: Poggend. Ann. Bd. LXVII. S. 312.

[2]) Berichte der Berliner Akademie. 1857. S. 81 ff.

ne drehen. Dagegen wird die Drehung, die von einem Wirbel-
de herrührt, auf einer und derselben Erdhälfte stets in einem
pelten Sinne erfolgen, und zwar auf der einen Seite der Linie,
welcher der Mittelpunkt des Wirbels fortschreitet, mit der Sonne,
i. im Sinne des früher betrachteten Drehungsgesetzes, auf der
leren Seite aber im entgegengesetzten Sinne. Darnach lassen
h nun drei überhaupt mögliche Fälle denken. Es entstehen näm-
i alle grössere Bogen umfassenden Drehungen der Windfahne
weder als Folgen von Wirbelwinden, oder lediglich aus der Ab-
chselung stetiger Luftströme in der früher erörterten Weise; oder
ltens auf beiderlei Art, d. h. durch den Wechsel und das gegen-
ige Verdrängen solcher Ströme und durch fortschreitende Wir-
winde. Dann müssen auf jeder Erdhälfte beide Drehungen vor-
mmen, aber die mit der Sonne, d. h. die im Sinne des Drehungs-
etzes, überwiegend. Die erste Ursache bewirkt nämlich auf bei-
i Erdhälften nur Drehungen mit der Sonne, die zweite eben so
le mit der Sonne als gegen dieselbe. Wie häufig daher auch
rbelwinde auftreten mögen, so müssen doch im ersten Sinne
mer mehr Drehungen erfolgen, als im anderen. Auf Grund al-
hier in Betracht kommenden thatsächlichen Verhältnisse ist nun
ser dritte Fall derjenige, welcher in der Natur wirklich statt hat.

So werden also die Wirbelwinde einestheils da, wo sie vor-
mmen, das Drehungsgesetz, wie es aus dem Wechsel aequatoria-
und polarer Ströme hervorgeht, verdecken, und andrerseits, in-
fern sie Drehungen in demselben Sinne bewirken, doch nicht (die
iterhin zu besprechenden) Veränderungen der meteorologischen
trumente darbieten, welche durch einen solchen Wechsel bedingt
d. Eine andere störende Ursache, durch welche das besagte
hungsgesetz verdeckt werden kann, liegt in dem Stauen des
quatorial- und Polarstromes, wenn beide Ströme einander gerade
gegenwehen. Diese Erscheinung tritt nach Dove's Untersuchun-
n häufiger im mittleren und östlichen Europa hervor als im west-
hen, wo das Drehungsgesetz mehr durch Wirbelstürme verdeckt
rd. Anderweitige Störungen können durch gewisse Localwinde
rbeigeführt werden, von denen späterhin die Rede sein wird.

128. Ausser den in Nr. 126 besprochenen directen Bestäti-
ngen für das Drehungsgesetz gibt es noch sehr wichtige, von Dove
rvorgehobene, indirecte, die sich auf die Veränderungen der me-

teorologischen Instrumente: des Thermometers, Barometers und Hygrometers beziehen. Beruht nämlich die Drehung des Windes in der gedachten Weise auf einem Wechsel von Aequatorial- und Polarströmen (südlicher und nördlicher Winde), so erhellt, dass ihr gegenseitiges Verdrängen mit bestimmten Veränderungen der erwähnten Instrumente verknüpft sein muss, — mit Veränderungen, aus denen sich auf die Richtigkeit des besagten Gesetzes schliessen lässt. Solche Veränderungen finden nun in der That statt, und sie sowohl als die atmosphärischen Niederschläge deuten auf ein Verdrängen jener Luftströme und eine damit verbundene Drehung des Windes in bestimmtem Sinne hin, wie wir dies weiterhin gehörigen Ortes genauer erkennen werden. Hier sei nur Einiges hervorgehoben. Zwischen dem äquatorialen (südlichen) und polaren (nördlichen) Luftstrome muss ohne Zweifel ein gewisser Gegensatz in Hinsicht auf ihre physikalischen Beschaffenheiten: Temperatur, Druck, Feuchtigkeit, bestehen. Jener wird wärmer und leichter als dieser sein; daher dem ersteren im Allgemeinen neben der höheren Temperatur ein geringerer Barometerstand als dem letzteren entsprechen wird. Macht sich nun z. B. auf der nördlichen Halbkugel bei herrschendem Ostwind der äquatoriale Luftstrom geltend, so wird sich der Wind, nach der S. 171 f. dargelegten Erörterung, durch SO. nach S. drehen. Dann muss aber das Thermometer bei O., SO. und S. steigen, bei SW. aus dem Steigen ins Fallen übergehen, und bei W., NW. und N. fallen, wenn der westlich gewordene Aequatorialstrom durch die kältere Polarströmung verdrängt wird. Dagegen muss das Barometer bei O., SO. und S. fallen, bei SW. aus dem Fallen ins Steigen übergehen, und bei W., NW. und N. steigen. — In der That hat sich denn auch ein solches Verhalten aus einer Zusammenstellung vieler Beobachtungen ergeben.

129. Betrachtet man den südlichen Strom, der mit dem nördlichen in der gemässigten Zone in Conflict geräth, als den von oben herabkommenden Aequatorialstrom, so scheint von selbst zu folgen, dass das Verdrängen des nördlichen durch den südlichen zuerst in den oberen; dann in den unteren, das Verdrängen des südlichen durch den nördlichen hingegen zuerst in den unteren, dann in den oberen Schichten der Atmosphäre geschehen müsse. Dass dem wirklich so ist, ergibt sich mit Bestimmtheit aus gewissen Beobachtungen, die wir später anführen werden. Indessen fehlt es

nicht an theoretischen Gründen [1]) für ein solches Verhalten, wenn man nicht gerade annimmt, dass das Herabkommen equatorialstromes erst in der gemässigten Zone statt habe. zunächst die Intensität der beiden entgegengesetzten Ströme t, so erhellt, dass die des nördlichen Stromes bei seinem Fortten allmälig abnehmen, die des südlichen allmälig zunehmen

Wäre die Erde, sagt Dove, ein gerader Cylinder, der sich eine Axe drehte, so würde die Rotationsgeschwindigkeit aller kreise dieselbe sein, eben so wie der Zwischenraum zwischen Meridianen überall gleich. Es würde dann die Richtung und ntensität eines nördlichen Stromes sowohl, als die eines südbeim Fortschreiten unverändert bleiben. Da aber die Meider kugelförmigen Erde vom Pole nach dem Aequator hin allmälig erweitern, so wird das Bette des nördlichen Stromes, iter er nach Süden vordringt, immer breiter, das Bette des hen hingegen immer schmäler. Mit der Ablenkung des nördStromes nach Ost nimmt also auch seine Intensität ab, und er Ablenkung des südlichen Stromes nach West nimmt seine ität zu." Von je weiter nördlich gelegenen Orten nun der trom herkommt, je mehr östlich er also durch die Rotation rde abgelenkt ist, desto mehr wird er sich ausbreiten. In lben Falle wird seine Temperatur um so niedriger, er selbst um so specifisch schwerer sein; mithin würde auch sein barischer Druck desto grösser ausfallen, wenn nicht mit seinem ren Herkommen, durch das Fortschreiten in dem sich erweien Bette, zugleich ein Grund der Verdünnung gegeben wäre. er allmäligen Ausbreitung des Stromes wird, da die sich ausnde Luft sich abkühlt, die Temperatur immer noch sinken, nd die Verdünnung dem Steigen des Barometers entgegen, ja dasselbe zuletzt in Fallen verwandelt, das Maximum des tes also früher eintreten, als das Minimum der Wärme. In südlichen Strome, welcher in immer engeren Schranken sich ewegt, wird die untere Luft stets nach Oben drängen, und dalie Abnahme der Dichtigkeit in demselben, sowie die Abnahme Temperatur geringer sein. Begegnet nun der südliche Strom nördlichen, so wird in einer gewissen Entfernung vom Erd-

[1]) s. Dove, Meteorologische Untersuchungen S. 187 ff., oder Poggend. Ann. LXVII. S. 259.

boden die Elasticität der Luft des südlichen Stromes grösser sein, als die Elasticität der Luft des nördlichen, und deshalb der südliche Strom in den nördlichen eindringen, was jedoch, dem Vorstehenden zufolge, nur dann geschehen kann, wenn der nördliche Strom weit hergekommen ist, also stark östlich abgelenkt ist. Mithin wird der südliche Strom in den oberen Schichten der Atmosphäre den nördlichen nur dann verdrängen, falls dieser beinahe Ost geworden. Dieses Verdrängen erscheint aber eben als eine Drehung im Sinne O., SO., S., etc.; wie denn auch ersichtlich ist, dass der Wind in diesem Viertel der Windrose fast nie zurückgehen wird.

Was die Wirkung des nördlichen Stromes auf den südlichen betrifft [1]), so würden, wenn dieselbe allemal erst dann geschähe, nachdem der letztere West geworden, die Drehungsphänomene von S. bis W. die charakteristischen Erscheinungen des allein vorwaltenden Südstromes sein, die von W. bis N. hingegen die Erscheinungen des Verdrängens des südlichen durch den nördlichen (s. Nr. 124). Da jedoch der nördliche Strom oft auf den südlichen fallen wird, wenn er SSW., SW. und WSW. ist, so werden die Erscheinungen zwischen S. und W. beiderlei Charaktere darbieten. Es kann nun ferner nicht befremden, dass der kalte, schwere Nordstrom zuerst unten einfällt, dass aus der Bewegung der Lufttheilchen des nördlichen Stromes nach Süden und der Bewegung der Lufttheilchen des südlichen nach West eine mittlere Richtung entsteht, die, je mehr der Nordstrom das Uebergewicht gewinnt, immer mehr von W. durch NW. nach N. übergeht. Aus dem Umstande aber, dass die Differenz hinsichtlich der Luftdichtigkeit beider Ströme in den unteren Schichten bedeutender ist, und nach der Höhe zu immer mehr abnimmt, folgt, dass das Verdrängen unten sehr rasch vor sich gehen wird, und zwar desto schneller, je grösser die Temperaturdifferenzen beider Ströme sind. Auch ist es verständlich, dass, weil zu dem barometrischen Druck die unteren Luftschichten vorzugsweise beitragen, der warme leichte Wind durch den kalten schweren auf der Westseite rascher verdrängt wird, als dieser letztere durch den warmen leichten auf der Ostseite.

130. In Hinsicht auf das Verhältniss der Anzahl der ein-

[1]) s. Dove, meteorol. Unters. S. 194; oder Poggend. Ann. Bd. LXVII. S. 265 f.

n Winde zueinander hat Dove [2]) folgende ursächliche Momente rgehoben. Zuvörderst ist klar, dass, wenn der nördliche Strom nd einer Periode seines Vorwaltens, die manchmal Wochen dauert, immer gleich weit nördlich vom Beobachtungsorte ent- e, und seine Intensität ausserdem dieselbe bliebe, die Wind- unverändert nach derselben Richtung weisen würde, sobald ch der Strom die der Rotationsgeschwindigkeit beider Orte und hierbei mitwirkenden Elementen entsprechende Ablenkung er- n hat. Verwandelt sich aber der fast östlich gewordene Strom, eiteren Vordringen gehindert, irgendwo südlich vom Beobach- orte in einen wahren Ost, so wird die Luft dort vorerst in re- Ruhe zu der rotirenden Erde treten, dort also Nord, und auch eobachtungsorte nördlicher werden. Die Windfahne wird da- angsam zwischen NNO. und ONO. hin- und herschwanken. ndess zu verschiedenen Zeiten die Entfernung des Anfangs- es des nördlichen Stromes vom Beobachtungsorte verschieden wird, und überdies auch bei langsamer Strömung durch die dauernde Reibung der unteren Schichten an der Oberfläche lodens der dazwischen gelegenen Orte die östliche Ablenkung r werden muss, als bei rascher Strömung, so wird überhaupt nd O. in Rücksicht der Anzahl sich nicht viel unterscheiden, as Maximum bald auf diesen, bald auf jenen Strich der Wind- fallen. Aehnliche Gründe lassen leicht erkennen, dass der l fliessende südliche Strom, der, wegen der Axendrehung der in seiner Constanz SW. ist, meist ein Schwanken zwischen nd W. zeigen muss, dass daher die Anzahl dieser Winde sehr sein wird, und dass zugleich, wenn man alle diese Schwan- n mitzählt, das Uebergewicht der Drehung im regelmässigen zwar immer stattfinden muss, aber sehr klein werden kann: tnissmässig desto kleiner, je kürzer die Zeitabschnitte sind, in en die Beobachtungen aufeinander folgen. Süd und Nord, im des Drehungsgesetzes vor dem Maximum liegend, werden im neinen sehr selten vorkommen, wenn nicht locale Ursachen, as Verhältniss der Küste zum Meer, oder die Richtung eines s die Ströme an diese Punkte der Windrose fixiren. Auf d dieser Betrachtung müsste nun der Südost und Nordwest

[1]) Meteorol. Unters. S. 189 f.; oder Pogg. Ann. Bd. LXVII. S. 262.

ebenfalls selten eintreten, was für den Südost auch wirklich der Fall ist, keineswegs aber, besonders im westlichen Europa, für den Nordwest. Die Erklärung seiner Häufigkeit für den Sommer ist durch die Lage des Meeres (atlantischen Oceans) gegeben, indem dann die kühlere Luft über demselben in die wärmere aufgelockerte des betreffenden Continents eindringt. Dass aber auch im Winter der nördliche Strom, überhaupt im Mittel, sehr oft als NW. entsteht, findet Dove in der Gestalt der Isothermen erklärt. „Die niedrige Temperatur Nordamerikas bewirkt nämlich kalte Luftströme in das wärmere Wasserbecken des atlantischen Oceans, die mit den als SW. erscheinenden südlichen Strömen zusammentreffend, wenn sie endlich jene verdrängen, in NO. sich verwandeln, wo sie den SW. wahrscheinlich auf ihrer östlichen Seite lassen, der nun, nach dem Pol heraufströmend, an nördlicheren Punkten den nördlichen Strom durchbrechen mag, wo beide Ströme dann als Extreme nebeneinander liegen."

131. Bevor wir in unseren Betrachtungen über die Ursachen der verschiedenen Windverhältnisse fortfahren, wollen wir einen Blick auf die Mittel werfen, deren man sich zur Bestimmung der Windesrichtung und der Intensität der Winde bedient. Die Richtung des Windes bezieht man insgemein, wie es bereits von uns geschehen ist, nach der Weltgegend, aus welcher derselbe weht, und beobachtet sie mittelst der Windfahne und aus dem Zuge der Wolken. Früher als durch die Fahne wird in manchen Fällen die Ankunft eines Windes durch das Barometer angezeigt. Erinnern wir uns nämlich an den Wechsel und das gegenseitige Verdrängen der Polar- und Aequatorialströme, insbesondere an den Umstand, dass der wärmere Aequatorialstrom den nördlichen Wind von oben nach unten, der letztere hingegen jenen zuerst in den unteren, dann in den oberen Schichten der Atmosphäre verdrängt; so erscheint es als leicht begreiflich, dass, wenn bei herrschendem Ost der Aequatorialstrom herbeikommt, die Windfahne in den unteren Regionen der Atmosphäre noch ruhig nach Ost weisen kann, während das Barometer durch sein Fallen schon den oben zur Geltung gelangten Südwind verräth. — Was nun die Windfahne im Besondern betrifft, so ist dieselbe natürlich so anzubringen, dass sie durch locale Störungen der Windesrichtung, wie sie z. B. in Städten durch die Richtung der Strassen und die Lage hoher Häuser herbeigeführt werden können, möglichst wenig alterirt wird. Bekanntlich

steht die gewöhnliche Windfahne aus einem Blech in der Form
ner Tafel oder Platte, die in einer vertikalen Ebene so befestigt
, dass dieselbe durch den Stoss des Windes gegen ihre grös-
re Fläche um eine vertikale Stange gedreht wird, und sich da-
rch in die Richtung des Windes stellt. In Rücksicht der Dre-
ng ist indess die Einrichtung entweder so getroffen, dass die
hne sich um die Stange bewegt, oder so, dass sie mit der Stange
t verbunden, dieselbe mit umdreht. Damit man bei höher ange-
achten Fahnen den Stand derselben leicht erkennen könne, pflegt
n wohl unterhalb der Fahne ein horizontal liegendes Kreuz zu be-
tigen, dessen Arme den Haupthimmelsgegenden entsprechen, oder
tt dessen eine sternförmige Windrose, welche ausser den Haupt-
htungen noch die Zwischengegenden angibt. Wo thunlich, lässt man
ch die Stange, mit welcher dann die Fahne fest verbunden ist, in das
obachtungszimmer herabgehen, um sie hier, etwa auf einem horizon-
en eisernen Querbalken, mit ihrem unten zugespitzten Ende in eine
rtiefung zu bringen, worin sie leicht beweglich ruhen kann. Senkrecht
der Stange ist (im Zimmer) ein Zeiger befestigt, der mit der Fahne in
selben Vertikalebene liegt und ihrer Drehung folgt. Ist nun noch
i den Drehpunkt dieses Zeigers auf einer Scheibe eine Windrose
gebracht, so lassen sich die wechselnden Windesrichtungen be-
em beobachten. Von besonderer Wichtigkeit sind in neuerer Zeit
registrirenden Anemometer (von ἄνεμος, Wind, und μέτρον,
ass) oder Anemographen geworden, welche den innerhalb einer
issen Zeit stattgefundenen Wechsel der Windesrichtung aufzeich-
n. Die registrirenden Anemometer sind Instrumente, welche auch
i der wechselnden Intensität des Windes ein Bild gewähren. Wir
ähnen hier eines Anemometers von Osler [1]), das in England be-
tzt wird, und mit dem z. B. die oben (S. 175 f.) hervorgehobenen
obachtungen zu Greenwich und Liverpool angestellt sind. Das-
be besteht aus einer Windfahne, welche an einer Röhre festsitzt
d sich mit dieser zugleich umdreht. Unten an der Röhre befin-
t sich ein Getriebe, das in ein gezahntes Rad eingreift und das-
be der eben herrschenden Windesrichtung gemäss umdreht, wäh-
nd ein an demselben befestigter Pinsel auf einem sich aufrollen-
n und durch ein Uhrwerk jede Stunde um 1 Zoll fortgezogenen
apierstreifen eine Linie zieht. In solcher Weise wird auf dem

[1]) Britisch Association. 7. Report. Birmin. 1839.

Streifen, auf welchem die verschiedenen Windesrichtungen markir sind, die jedesmalige Windesrichtung, sammt ihrer Dauer, genau angegeben. Um auch die Stärke des Windes messen zu können, ist eine Tafel von 1 Quadratfuss Flächeninhalt so mit der Windfahne verbunden, dass ihre Fläche von der letzteren stets dem gerade herrschenden Winde entgegengestellt wird. Als Träger derselben dienen zwei zwischen Frictionsrollen verschiebbare Arme, die gegen eine Spiralfeder drücken, sobald der Wind gegen die Tafel stösst und sie zurücktreibt. Vermittelst eines Drahtes, welcher durch die Röhre, die als Träger der ganzen Vorrichtung dient, herabgeht wird unten ein zweiter Pinsel, der Stärke des Winddruckes entsprechend, in Bewegung gesetzt, so dass er auf dem nämlichen Papierstreifen Linien zeichnet, die durch ihre Länge die Stärke des Windes und damit auch seine Geschwindigkeit erkennen lassen.

132. Andere Vorrichtungen bezwecken vorzugsweise die Geschwindigkeit des Windes zu messen. Von der grossen Anzahl dieser Instrumente heben wir hier nur den Woltmann'schen Flügel hervor, den man auch zur Bestimmung der Geschwindigkeit des strömenden Wassers benutzt. Mittelst dieser Vorrichtung bestimmt sich die Geschwindigkeit des Windes durch die Anzahl der Umdrehungen, welche ein oder mehrere an einer Axe (Welle) befestigte Flügel vermöge des Windstosses in einer gewissen Zeit machen. An der Welle, die eben durch die dem Windstosse ausgesetzten Flügel in Drehung versetzt wird, befinden sich einige Schraubengänge, welche in die Zähne eines Rades eingreifen, an dessen Seitenfläche Ziffern angebracht sind, die mit Hilfe eines Zeigers die Anzahl der Umdrehungen der Welle angeben [1]). Indessen ist die Geschwindigkeit v des Windes nicht geradezu der Anzahl der Umdrehungen proportional, so dass man dieselbe nicht ohne Weiteres $= c$ setzen darf, wenn n die Umdrehungszahl und α eine erfahrungsmässig zu bestimmende Grösse bezeichnet. Die einfachste Form die hier zur Verwendung kommen kann, ist $v = v_0 + \alpha n$, wo v_0 eine Geschwindigkeit des Windes bedeutet, bei welcher derselbe die Flügel nicht mehr umzudrehen vermag. Die Grössen v_0 und α lassen sich numerisch bestimmen, wenn man das Instrument in b

[1]) Weiteres über die Einrichtung dieses Apparates s. bei Hülsse: Allgemeine Maschinen-Encyclopädie. Bd. I. S. 236 ff.

wegte Luft von bekannter Geschwindigkeit v bringt und die Umdrehungszahl n beobachtet. Durch Wiederholung dieses Versuches in Luft von verschiedener Geschwindigkeit erhält man eine Reihe zusammengehöriger Werthe von v und n, mittelst deren sich jene Grössen ergeben. Natürlich muss hier die Geschwindigkeit der bewegten Luft, worin man die Versuche macht, anderweitig bestimmt werden; so z. B. durch leichte Körper, zu denen man kleine Luftballons verwenden kann. Zu demselben Behufe lässt sich auch ein Cylindergebläse benutzen, indem man das Instrument in eine weite Röhre setzt, durch welche der Wind des Gebläses getrieben wird. Sind aber die bezeichneten Coefficienten einmal für das betreffende Instrument numerisch gegeben, so braucht man mittelst des letzteren nur die Umdrehungszahl n zu bestimmen, um aus der Formel $v = v_0 + \alpha n$ die Geschwindigkeit des Windes zu erfahren.

Die Kraft, womit der Wind auf Körper, die von ihm getroffen werden, wirkt, ist ohne Zweifel von seiner Geschwindigkeit abhängig. Um dieselbe zu berechnen, hat man Anwendung von den Gesetzen des Stosses gemacht, den man bei elastischen Flüssigkeiten dem Quadrate ihrer Geschwindigkeit proportional annimmt, indem man von dem Gedanken ausgeht, dass bei doppelter, dreifacher, überhaupt bei $n$facher Geschwindigkeit $n$mal so viele Theilchen, jedes mit $n$facher Geschwindigkeit, gegen die betreffende Fläche stossen, woraus sich denn eben die Proportionalität der Kraft mit dem Quadrate der Geschwindigkeit ergibt. Setzt man überdies noch die Kraft des Stosses proportional der von ihm getroffenen Fläche f, so erhält man unter beiden Voraussetzungen, die annäherungsweise als richtig gelten können, für die Grösse des Windstosses die leicht ableitbare Formel: $P = w \cdot \frac{v^2}{2g} \cdot f\delta$, wo v die Geschwindigkeit des Windes, g die bekannte Beschleunigung der Schwere (= 31,25 F.), w einen von der Form der getroffenen Fläche abhängigen Widerstandscoefficienten und δ die Dichte des Windes bedeutet. Der Coefficient w ist, nach Versuchen von Du Buat und Thibault, für den Stoss der Luft gegen eine ebene ruhende Fläche = 1,86, und $\delta = \frac{66}{800} = 0{,}0825$, sofern nämlich die Dichte des Wassers ungefähr 800mal so gross ist als die des Windes. Man hat daher in preussischem Maasse [1]), nach welchem $\frac{1}{2g} = 0{,}016$ ist, $P = 0{,}002455\, v^2 f$

[1]) s. Weisbach, Ingenieur- und Maschinen-Mechanik, 1846. Bd. II. S. 404.

oder, wenn der Inhalt der gestossenen Fläche gleich eine dratfusse ist, $P = 0{,}002455 v^2$, woraus sich umgekehrt, durch Versuche bekannt wäre, die Geschwindigkeit des Wind $20{,}18 \sqrt{P}$ Fuss ergeben würde.

Der hier für die Kraft oder den Stoss des Windes aul Ausdruck kann nur eine Näherungsformel sein, da bei der A desselben auf manche Umstände, die in Wirklichkeit vork abgesehen ist. Dahin gehört z. B. die mit wachsender Ge digkeit zunehmende Verdichtung der Luft an der gestossenen Dieser Umstand bringt es mit sich, dass die Kraft des Winde ganz strenge genommen, dem Quadrate der Geschwindigk portional zunimmt; nur für geringere Geschwindigkeiten w solche Proportionalität Geltung haben. Auch soll, nach Ve von de Borda, Hutton und Andern, die Stärke des Windstoss ohne Weiteres der Grösse der getroffenen Fläche proportio sondern mit derselben in einem grösseren Verhältniss als einfachen geraden wachsen.

133. In Hinsicht auf die Grösse der Geschwindigkei scheidet man gewöhnlich folgende Winde.

Kaum wahrnehmbarer Wind mit $1\frac{1}{2}$ Fuss Geschwindigkei
Sehr schwacher Wind mit 3 Fuss Geschwindigkeit.
Schwacher Wind mit 6 Fuss „
Lebhafter Wind mit 18 Fuss „
Sehr lebhafter Wind mit 30 Fuss „
Starker Wind mit 40 Fuss „
Sehr starker Wind mit 60 Fuss „
Sturm mit 70 bis 90 Fuss „
Orkan mit 100 und mehr Fuss „

Bezüglich der eigentlichen Sturmwinde oder Orkane wir später erkennen, dass dieselben fortschreitende Wirl sind, bei denen also die Geschwindigkeit, womit die Wirl gung der Luft geschieht, zu unterscheiden ist von der Ge digkeit, mit welcher der Wirbel selbst fortschreitet. Auch i zu verkennen, dass durch die wirbelnde Bewegung der L schiedene Wirkungen hervorgebracht werden können, wel dem einfachen Stosse des Windes allein nicht zu erklären s

Auf Veranlassung der Mannheimer Societät bezeichn in Hinsicht auf die Stärke und Geschwindigkeit der bewegt Windstille mit 0, einen Wind, welcher nur das Laub der

bewegt, mit 1, einen solchen, der schwache Zweige in Bewegung setzt, mit 2, einen stärkere Aeste bewegenden Wind mit 3, und einen starke Aeste abbrechenden und Bäume entwurzelnden Sturm mit 4.

134. Um die Windverhältnisse eines gegebenen Ortes zu ermitteln, bestimmt man, wie oft während eines längeren Zeitraumes ein jeder der 8 Hauptwinde (N, NO, O, SO, SW, W, NW) weht. Trägt man die Zahlen, welche dies angeben, auf die entsprechenden Punkte eines in 8 Theile getheilten Horizontalkreises, so erhält man die Windrose des betreffenden Ortes. Man kann denn auch, auf Grund dieser Zahlen, nach einer Formel von Lambert [1]) die mittlere Richtung und Stärke des Windes für den gegebenen Ort berechnen [2]).

---

[1]) Nouveaux Mémor. de Berlin pour 1777. p. 26.

[2]) Denkt man sich, dass die an einem Orte nach Stärke und Dauer beobachteten verschiedenen Winde in einem Augenblicke zusammenwehen, so lässt sich nach dem bekannten Parallelogramm der Kräfte die Resultirende bestimmen, welche auf die Luftmasse des Ortes denselben Effect übt, als alle jene Winde zusammengenommen. Durch die Lage dieser Resultirenden würde dann auch die mittlere Windesrichtung für den betreffenden Ort gegeben sein. Gesetzt, man zähle von N. durch O. nach S. und W. durch den ganzen Kreis der Windrose bis 360°, und bestimme die Grösse der hier in Rede stehenden Kräfte durch die Zahlen, welche angeben, wie oft während einer gewissen Zeit die einzelnen Winde geweht haben. Allgemein aber seien diese Zahlen durch die Buchstaben der besagten Winde bezeichnet. Man hat dann in Rücksicht der 8 Hauptwinde, deren jeder von dem nächst benachbarten um gleich viel, nämlich um 45°, absteht, für die positiv genommene östliche Richtung als zusammenwirkende Componenten: $O. + (NO. + SO.) \sin 45°$, und ihnen entgegenwirkend auf der westlichen Seite $W. + (NW. + SW.) \sin 45°$. Ebenso hat man für die nördliche und südliche Seite:

$$N. + (NO. + NW.) \cos 45° \text{ und } S. + (SO. + SW.) \cos 45°.$$

Die algebraische Summe der beiden ersteren Ausdrücke ist

$$A = O. - W. + (NO. + SO. - NW. - SW.) \sin 45°,$$

und die der beiden letzteren

$$B = N. - S. + (NO. + NW. - SO. - SW.) \cos 45°.$$

Bezeichnet nun φ den Winkel, welchen die Resultirende aller Kräfte mit dem Meridian des Ortes bildet, so ist

$$\text{tang. } \varphi = \frac{A}{B} = \frac{O. - W. + (NO. + SO. - NW. - SW.) \sin 45°}{N. - S. + (NO. + NW. - SO. - SW.) \cos 45°}.$$

Reflectirt man auch noch auf die zwischen den 8 Hauptrichtungen gelegenen Punkte der Windrose, so hat man in ganz ähnlicher Weise für 16 Windrichtungen:

$$A = O. - W. + (NNO. + SSO. - NNW. - SSW.) \sin 22° 30'$$
$$+ (NO. + SO. - NW. - SW.) \sin 45°.$$
$$+ (ONO. + OSO. - WNW. - WSW.) \sin 67° 30',$$

Sonst bestimmte man wol auch die Windverhältnisse eines Ortes durch die Anzahl der Tage, während welcher jeder Wind im Verlaufe des Jahres oder des Monates vorherrschend war. Indessen machte Schouw [1]) auf das Mangelhafte dieser Methode aufmerksam, indem er bemerkte, dass, weil der Wind sehr oft zu den verschiedenen Beobachtungszeiten eines und desselben Tages verschieden sei, die Bestimmung des herrschenden Windes für einen solchen Tag immer etwas Willkürliches mit sich bringen werde; daher es ihm richtiger schien, die Windverhältnisse durch die Zahl der Beobachtungen jedes Windes zu bestimmen. Um hierbei aber grosse Zahlen zu vermeiden und eine leichtere Uebersicht zu gewinnen, verfuhr derselbe in der Weise, dass er für jeden Wind den Quotienten (in Decimalen) angab, welcher durch die Zahl der Beobachtungen des einzelnen Windes und die Gesammtzahl der Beobachtungen gebildet wird. Wenn also z. B. für den Südwind 0,12 ($= \frac{12}{100}$) angegeben wird, so heisst das, dass unter 100 Beobachtungen der Wind 12mal aus Süd kommt.

135. Indem man nun für eine grössere Anzahl in Europa gelegener Orte bestimmte, wie viele von etwa 1000 Windbeobach-

---

$$B = \text{N.} - \text{S.} + (\text{NNO.} + \text{NNW.} - \text{SSW.} - \text{SSO.}) \cos 22^\circ 30' + (\text{NO.} + \text{NW.} - \text{SO.} - \text{SW.}) \cos 45^\circ + (\text{ONO.} + \text{WNW.} - \text{OSO.} - \text{WSW.}) \cos 67^\circ 30'.$$

Die Stärke der Resultirenden ist $= \sqrt{A^2 + B^2}$.

Man hat von der Lambert'schen Formel vielfach Gebrauch gemacht, aber auch dabei erkannt, dass die nach derselben bestimmte Resultirende oder mittlere Windesrichtung gar häufig mit keiner der wirklich beobachteten Windesrichtungen übereinstimmt. Insofern erscheint nun allerdings jene mittlere Windesrichtung als ein lediglich ideales (oder abstractes) Element, dem wir jedoch nicht allen Werth absprechen dürfen, da dasselbe, für verschiedene Orte bestimmt, immerhin noch in nützlicher Weise zu vergleichbaren Resultaten führen kann, falls den in die Formel eingeführten Beobachtungen die erforderliche Genauigkeit nicht mangelt. Schouw, der namentlich gegen die Lambert'sche Methode Einwendungen erhob (Poggend. Ann. Bd. XIV. S. 555), zog es vor, das Verhältniss der östlichen Winde zu den westlichen, wie das zwischen den nördlichen und südlichen Winden durch Zahlen auszudrücken. Die Hälften der nordöstlichen und südöstlichen werden dann zu den östlichen, der nordöstlichen und nordwestlichen hingegen zu den nördlichen Winden gerechnet, etc. — Bezüglich einer anderen, auf Rechnung sich stützenden, Methode, die Windverhältnisse eines Ortes zu bestimmen, s. Emsmann: über die Windverhältnisse zu Berlin. Frankf. a. d. O. 1839. (Programm).

[1]) Beiträge zur vergleichenden Klimatologie. 1827. S. 8.

tungen in vieljährigen Mitteln auf jeden der 8 Hauptwinde fallen, ergab sich, dass im westlichen Europa die Südwestwinde entschieden vorherrschen [1]), was auch für einen grossen Theil des atlantischen Oceans gilt, so dass sich dieselben, nach Maury, in Hinsicht auf die Anzahl zu den NO.-Winden wie 2 : 1 verhalten. Ein Zeugniss für das Vorherrschen jener Winde auf dem genannten Meere fand Hodgson in dem Umstande, dass nach den Bestimmungen von 6 Jahren die mittlere Fahrt der Packetboote von Liverpool nach New-York 40 Tage dauert, die Rückfahrt von New-York nach Liverpool hingegen nur 23. Auch für Nordamerika [2]) ist die vorherrschende Windesrichtung eine westliche (resp. WSW.), die wir überhaupt als die in der gemässigten Zone vorwaltende betrachten dürfen. Sind nun die Windverhältnisse dieser Zone durch einen Wechsel von Polar- und Aequatorialstürmen (nördlichen und südlichen Winden) bedingt, so lässt sich hieraus im Allgemeinen entnehmen, dass das Maximum der Anzahl auf NO. und SW. (oder für manche Gegenden auf Ost und West) fallen muss, da der nördliche Wind auf seinem Wege immer mehr eine östliche, der südliche hingegen eine westliche Richtung annimmt. Im nordöstlichen Europa fällt das Maximum mehr auf W. und O., im südwestlichen mehr auf SW. und NO. Indessen bringen die verschiedenen Jahreszeiten Abweichungen, oder mit andern Worten, es haben die Jahreszeiten einen Einfluss auf die Windesrichtung. Für Europa fand sich in dieser Beziehung Folgendes [3]).

Im Winter ist die Richtung des Westwindes meist südlicher als im Durchschnitt des Jahres. Die Stärke dieser Luftströmung ist für viele Orte im Januar, für viele andere im Februar am grössten. Das Uebergewicht der West- über die Ostwinde ist geringer.

Im Frühling fallen häufig Ostwinde ein (für manche Orte im März, für andere im April), wodurch das Uebergewicht der westlichen Luftströmung beträchtlich vermindert wird.

Im Sommer, und zwar vornehmlich im Juli, ist das Ueberge-

---

[1]) s. Kämtz, Lehrb. d. Meteorologie, Bd. I. S. 230 ff.

[2]) In Bezug auf den Staat New-York s. Dove, Repertorium der Physik. Bd. IV. S. 175 f.; — im Uebrig. dessen meteorol. Untersuchungen S. 182 ff.

[3]) Schouw, Beiträge zur vergleich. Klimatologie. S. 33 ff., — Kämtz, Meteorologie, I. S. 247.

wicht der Westwinde am grössten. Die Windesrichtung ist entw der rein westlich, oder öfter nordwestlich.

Im Herbste nimmt das Uebergewicht der Westwinde wied ab; es treten, namentlich im October, häufig Südwinde auf, so da die mittlere Windesrichtung für viele Orte südlicher liegt, als irgend einem andern Monate.

136. Was nun zunächst die in der gemässigten Zone d nördlichen Erdhälfte vorwaltende südwestliche Windesrichtung b trifft, so ist klar, dass wir es hier mit dem Aequatorialstrome thun haben, der bei seinem Fortschreiten, wegen der Axendrehu der Erde, westlich abgelenkt wird. Hinsichtlich seines Vorwa tens in der gemässigten Zone reflectirt Dove [1]) vorerst auf d Umstand, dass, wie zwischen den Wendekreisen die Luftmeng welche unten nach dem Aequator fliesst, compensirt wird dur einen entgegengesetzten Strom in der Höhe, so die nebeneinand fliessenden Ströme in der gemässigten Zone einander das Gleichg wicht halten: in der Weise, dass, was innerhalb eines Jahres üb gewisse Stellen eines Parallelkreises dem Pole zufliesst, über ander Stellen desselben Paralleles zum Aequator zurückkehrt. Indess wird die Luft, welche vom Aequator her den Pol überschreitet, i ihrem Fortschritt zu demselben die ihr zukommende höhere Tem peratur immer mehr an den Boden, über welchen sie strömt, abg ben, und dieselbe also bei ihrer Rückkehr zum Parallel nach de Aequator hin nicht wieder mitbringen. Kältere Luft nimmt ab einen geringeren Raum ein, als wärmere. Der Luftstrom ist dah wenn er vom Pole zum Aequator fliesst, schmaler, als wenn dem Pole zuströmt. „Findet nun das Hin- und Herströmen veränderlichen Betten statt, so wird derselbe Beobachtungsort not wendig öfter in einem (breiten) Südstrome sich befinden, als einem (schmalen) Nordstrome, die Anzahl der südlichen Winde m hin im ganzen Jahre die der nördlichen übertreffen."

Die oben (S. 189) hervorgehobenen Abweichungen in den ve schiedenen Jahreszeiten hängen wohl ohne Zweifel mit der veränd lichen Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche, und demg mäss auch mit der veränderlichen Lage der Calmenregion und d

---

[1]) Berichte der Berliner Akademie. 1840. S. 149. — Schumacher's Jah buch. 1841. S. 800.

Passate zusammen. Wenn die Sonne im Frühling nördlich declinirt, rückt die Gegend der Windstillen weiter nördlich, so dass denn auch der Aequatorialstrom weiter nördlich herabkommt. Derselbe tritt aber, wenn wir z. B. auf das nördliche Deutschland reflectiren, namentlich im März, mit dem Nordwinde dergestalt in Conflict, dass letzterer in seinem Laufe nach Süden eine Hemmung, und demzufolge einen seitlichen Abfluss, als Ostwind, erfährt. Diese Hemmung fällt fort und mit ihr der herrschende Ostwind, sobald der Polarstrom, während des weiteren Heraufrückens der Calmenregion, wieder einen freien Abfluss nach Süd hin findet. Im Juni ist die Gegend der Windstillen so weit herauf gerückt, dass der Aequatorialstrom mit Feuchtigkeit beladen das Uebergewicht erhält, daher denn, indem dieser Strom bei seinem Fortschreiten eine westliche Ablenkung erfährt, westliche Winde herrschend werden. Indessen kommt in Rücksicht des im Sommer vorwaltenden Nordwestwindes vornehmlich der thermische Gegensatz zwischen Land und Meer in Betracht (S. 182). In Nordamerika ist die Windrichtung im Sommer südlicher als im Winter, in Europa dagegen, wie schon bemerkt, in den Wintermonaten südlicher als in den Sommermonaten.

137. Eine Abhängigkeit der Windesrichtung von den Tageszeiten ist wohl gleichfalls nicht zu verkennen. Es ist wahrscheinlich, dass im Verlaufe des Tages gewisse regelmässige Abänderungen der Windesrichtung stattfinden oder mindestens angestrebt werden, die nicht als rein locale und noch weniger als rein zufällige betrachtet werden können. Auch bietet sofort der scheinbare tägliche Lauf der Sonne einen Grund für eine periodische tägliche Veränderung der Windesrichtung dar. Erinnern wir uns nämlich, dass die Tageswärme für jeden Ort ein Maximum erreicht, und mit demselben eine entsprechende Verdünnung der Luft verknüpft ist, so wie ferner, dass die Zeit, auf welche dieses Maximum fällt, für die weiter östlich gelegenen Orte früher eintritt, als für die mehr westlichen Orte; so lässt sich hieraus entnehmen, dass die Luft Vormittags das Bestreben haben wird, in der Richtung von W. nach O. zu fliessen, Nachmittags hingegen, nachdem für den betreffenden Ort das Maximum der Tageswärme eingetreten ist, in entgegengesetzter Richtung; d. h. also: die Windesrichtung muss Vormittags westlich, Nachmittags östlich werden. Freilich ist zu erwarten, dass diese Veränderungen, weil der bezeichnete thermische Gegensatz für Orte von geringer Entfernung nicht bedeutend ist, durch die sonst

herrschenden Luftströmungen meist völlig verdeckt werden. Dass aber überhaupt eine Abhängigkeit der Windesrichtung von den Tageszeiten stattfindet, — die wahrscheinlicher Weise zu dem eben hervorgehobenen Umstande in einer gewissen Beziehung steht, — hat sich aus den, allerdings nicht sehr zahlreichen, Beobachtungen über diesen Gegenstand schon mit einiger Evidenz ergeben. Die Beobachtungen von Lose [1]) in Crefeld lassen nicht verkennen, dass hier im Verlaufe des Tages Abweichungen von der herrschenden Windesrichtung vorkommen, welche einen regelmässigen Charakter bekunden. Derselbe kam zu dem Resultate, dass eine Ablenkung der Windfahne von Morgens 7 Uhr bis Nachmittags 5 Uhr in der Richtung nach West hin geschieht, und dass hierauf eine rückschreitende Bewegung sich ereignet, die um 9 Uhr Abends ihr östliches Maximum erreicht und dann wieder westlich wird. Im Uebrigen ergab sich daselbst, abgesehen von einer Anomalie im Februar und September, eine Zunahme der täglichen Schwankungen vom Winter nach dem Sommer hin, und eine Abnahme derselben vom Sommer zum Winter. — Schon früher sprach sich Kämtz [2]), gestützt auf Untersuchungen von Schouw und Nicander, dahin aus, dass eine Bewegung während des Tages durch S. nach W., und in der Nacht wieder zurück erfolge. In Hinsicht auf Berlin fand Emsmann [3]) ein zunehmendes Wachsen der westlichen Windesrichtung gegen die östliche vom Morgen bis zum Abend, sowie auch vom Nachmittage an eine Zunahme der südlichen Richtung gegen die nördliche. Bezüglich des westlichen Maximums fand derselbe (für Berlin), dass dessen Richtung vom Morgen bis zum Mittag immer südlicher werde, dann mehr nach Westen gehe, und in der Nacht den Grenzwerth erreiche. Im Winter zeigte sich das westliche Maximum von früh 8 Uhr bis Mittags 2 Uhr südlicher, als im jährlichen Mittel, für die übrige Zeit westlicher. Im Frühling und Sommer erschien dasselbe zu allen Tageszeiten weiter von Süden als für die entsprechenden Zeiten im Durchschnitte des Jahres; im Herbste hingegen näher.

138. Nach diesen Betrachtungen über die Windverhältnisse der gemässigten Zone wenden wir uns zu den Sturmwinden

---

[1]) s. Poggend. Ann. Bd. CIV. S. 449.

[2]) Meteorologie. I. S. 216.

[3]) Unters. über d. Windverhältnisse zu Berlin. 1839.

oder Orkanen, die namentlich unter den Tropen mit zerstörender Heftigkeit auftreten, und sich durch mancherlei Eigenthümlichkeiten von den gewöhnlichen Winden (Luftströmungen) unterscheiden. Die Stürme Westindiens und des Indischen Meeres heissen im Spanischen Tornados, im Englischen Hurricanes. Dieselben erheben sich etwa 8 bis 10° nördlich vom Aequator, schreiten in nordwestlicher Richtung fort, und biegen beim Ueberschreiten der Passatzone (25° bis 30°) unter einem fast rechten Winkel um, worauf sie in nordöstlicher Richtung weiter gehen. Eben hierher gehören die Teifuns (Ty-Foons, grosse Winde) des Chinesischen Meeres, die zur Zeit des Wechsels der Moussons vorkommen, und hinsichtlich ihrer furchtbaren Wirkungen, gleich jenen Stürmen, sehr wohl bekannt sind [1]). — Die Sturmwinde sind nicht selten von starken elektrischen Entladungen begleitet, jedoch nicht nothwendig mit denselben verknüpft. So gedenkt Reid vieler Stürme, die keine elektrischen Erscheinungen darboten.

139. Es ist eine allbekannte Erfahrung, dass das Barometer während eines Sturmes meist sehr niedrig steht. Diese Bemerkung vorausschickend wenden wir uns sofort zu den beiden Hauptansichten, die man über die Natur der Stürme aufgestellt hat. Nach der einen Ansicht ensteht eine Stelle verminderten Luftdruckes, nach welcher die Luft von allen Seiten her mit Gewalt sich hin bewegen soll. Denkt man sich nun, dass eine solche Stelle verminderten Luftdruckes in einem gewissen Bezirke fortschreitet, indem sie etwa durch dieselbe Ursache immer wieder von Neuem erzeugt wird, so muss in dem Moment, wo der Sturm mit seinem Centrum über einen Ort fortschreitet, Ruhe eintreten, und hierauf, nachdem das Centrum den Ort überschritten hat, wieder ein neues Toben des Sturmes stattfinden. So folgerte Brandes [2]) aus den Beobachtungen des Sturmes, der im December 1821 über Europa wegzog. Der verminderte Luftdruck aber, der das seitliche Herbeiströmen der Luft bedingt, soll durch eine starke Condensation des in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes erzeugt werden, indem hierbei, in Folge der frei werdenden Wärme, ein lebhaft

---

[1]) Capper, Observations on the Winds and Monsoons. London 1801. — Horsburgh, India Directory. II. p. 233.

[2]) Dissertatio physica de repentinis variationibus in pressione atmosphaerae observatis. Lips. 1826.

aufsteigender Luftstrom entstehe. In neuerer Zeit hat namentlich Espy [1]) in Nordamerika (Philadelphia) die eben charakterisirte Ansicht vertheidigt. Nach ihm soll durch die Wärmemenge, welche bei der Verdichtung des Wasserdampfes zu einer Wolke frei wird, die Luft sechsmal mehr ausgedehnt werden, als sie durch den Niederschlag des Dampfes an Volumen verliert, und daher eine so starke Steigkraft gewinnen, dass sie in der Region der Hagelwolken einen cubischen Eisklumpen von 1½ Fuss zu tragen vermöge. Indessen lassen sich, vom Standpunkte einer exacten Physik, gegen die Beweisführung Espy's sehr triftige Bedenken erheben. Eine empirische Stütze für die Ansicht, dass die Stürme in centripetalen Luftströmungen (nach einem luftverdünnten Centrum hin) bestehen, fand Espy in einem Tornado, der am 19. Juni 1835 in Neu-Braunschweig stattfand. Nach dem Aufhören dieses Sturmes untersuchte Espy (im Verein mit Bache) einen von demselben betroffenen Wald, und bemerkte, dass alle umgebrochenen Baumstämme mit ihren Spitzen nach einem Centrum hinzeigten, die westwärts liegenden Stämme nach Ost, die nordwärts nach Süd, die ostwärts nach West, und die südwärts nach Nord gerichtet.

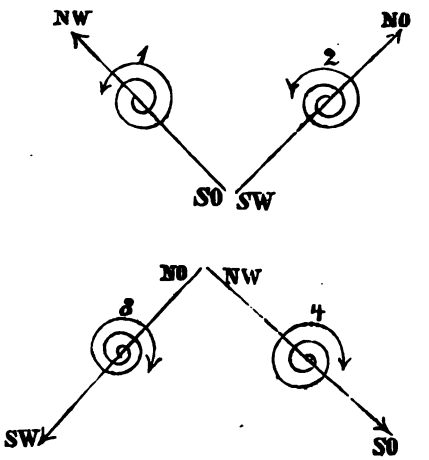
Inzwischen hat eine mit Sorgfalt vorgenommene vergleichende Zusammenstellung der Beobachtungen, sowohl über die Richtung, in welcher der Sturm als Ganzes fortschreitet, als auch bezüglich der Richtungen, aus welchen der Sturm an Orten, die von ihm betroffen, weht, mit Evidenz ergeben, dass die Gesammterscheinung der Stürme Folge einer wirbelnden Bewegung der Luft ist. Die Stürme sind hiernach Wirbelwinde, in denen die Luft in bestimmter Richtung rotirt, während die Wirbel selbst zugleich eine fortschreitende Bewegung haben, deren Richtung natürlich ganz verschieden ist von der Richtung, aus welcher die wirbelnde Luft an einem bestimmten Orte stürmt. Der Wirbel hat eine cylindrische Form, dessen Axe nach vorwärts geneigt ist, was von einer Verzögerung des Fortschrittes in der Nähe des Bodens herrührt. Die während des Sturmes beobachteten Windesrichtungen sind Tangenten an die Bahn, worin die wirbelnde Luft sich bewegt. Vergleicht man beide Ansichten miteinander in Hinsicht auf die Windesrichtung, welche sich an Orten, die von einem und demselben Sturme

[1]) Theory of rain, hail and snow, etc. Philadelphia. 1836. — L'Instit. 1841. No. 379.

betroffen werden, ergeben muss, so folgt, dass die erstere Ansicht, nach welcher ein allseitiges Zuströmen der Luft nach einer Stelle verdünnten Luftdruckes stattfinden soll, zu einer Windesrichtung führt, die senkrecht auf der steht, welche die zweite Ansicht fordert. Die Erfahrung hat sich mit hinreichender Entschiedenheit für die letztere Ansicht ausgesprochen. Nach Untersuchungen von Redfield [1]), die sich auf die an den Küsten der Vereinigten Staaten häufigen Stürme beziehen, sind diese in der That Wirbelwinde. Hierzu kamen noch die bestätigenden Untersuchungen des Colonel Reid [2]), Gouverneurs der Bermudas-Inseln, in Bezug auf die Stürme der Tropen und der angrenzenden Gegenden. Und zu demselben Resultate, dass nämlich die Stürme Wirbelwinde sind, kam Dove [3]) in Rücksicht Europas.

140. Durch die Untersuchungen von Redfield und Reid ist festgestellt, dass die Stürme, welche in der tropischen Zone entstehen, innerhalb der letzteren ihre ursprüngliche Richtung von SO. nach NW. fast unverändert beibehalten, beim Uebertritt in die gemässigte Zone aber in einer stark gekrümmten Linie umbiegen, und dann von SW. nach NO. fortschreiten. Die Stürme der südlichen Erdhälfte, welche in der Tropenzone eine Richtung von NO. nach SW. haben, werden bei ihrem Uebergange in die gemässigte Zone ebenso abgelenkt, und gehen dann von NW. nach SO. Bei diesem Um-

Fig. 11.



[1]) Silliman, Americ. Journ. 20. N. 1.; 31. N. 1; 33. N. 1.; 35. Nov.; 36. N. 1. — Hurricane of August 1831: To the Editor of the Journal of Commerce. — Observations on the Hurricanes etc. (Blunt's American Coast. Pilot. 12. edit.). — The law of Storms. New-York observer 18. Januar 1840.

[2]) An attempt to develop the law of storms by means of facts arranged to place and time and hence to point-out a cause for the variable winds with the view to practical use in navigation illustrated by charts and wood cuts. London 1838.

[3]) Poggend. Ann. Bd. LII. S. 1.

biegen, auf welches, beiläufig bemerkt, schon Capper im Jahr 1801 hingewiesen, nimmt der in der Tropenzone nur sehr allmälig sich erweiternde Wirbel plötzlich in bedeutendem Maasse an Breite zu.

Die Rotation des Wirbels geschieht bei Orkanen derselben Hemisphäre stets in demselben Sinne, und zwar auf der nördlichen Erdhälfte in der Richtung S. O. N. W., auf der südlichen im Sinne S. W. N. O.

Bildlich lässt sich dies, mit Bezug auf das Vorstehende durch die umstehende Figur 11. darstellen, wo die geradlinigen Pfeile die progressive Bewegung des Wirbels bezeichnen sollen. Abbild. 1. gilt für die Tropenzone der nördlichen Hemisphäre, 2. für die nördliche gemässigte Zone, 3. für die Tropenzone der südlichen Hemisphäre und 4. für die südliche gemässigte Zone.

Verfolgt man den vollständigen Lauf eines Orkans, der in der Tropenzone entsteht und sich in der gemässigten weiter verbreitet, so ergibt sich eine ungefähr parabolische Curve. Die Abbildung Taf. IV. zeigt nach Reid den Lauf eines westindischen Sturmes (Mitte August 1837) und eines Mauritius-Sturmes (im März 1809) sowie den Theil eines Wirbelsturmes im Canal von Mozambique. Der erstgenannte Sturm erhob sich bei den kleinen Antillen, bewegte sich in der Nähe Floridas um, und schritt zwischen den Bermudas-Inseln und den Küsten der Vereinigten Staaten nach NO. fort. Die Taf. V. gibt den Lauf der westindischen Stürme nach den Untersuchungen von Redfield. —

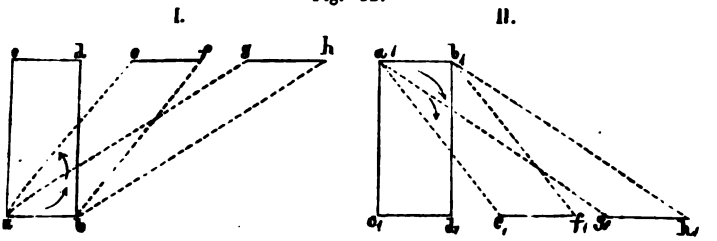
Begreiflicher Weise kann die Rotationsgeschwindigkeit eines Wirbelsturmes sehr gross sein, während doch die Geschwindigkeit seiner fortschreitenden Bewegung verhältnismässig gering ist. So war der auf Taf. V. mit II. bezeichnete Sturm am 10. August 1831 in Barbados und am 17. zu Neu-Orleans; derselbe legte 2000 Seemeilen in 150 Stunden zurück, und hatte hiernach eine fortschreitende Geschwindigkeit von nur $21\frac{1}{2}$ Fuss in einer Secunde. Der Sturm III. (auf derselben Charte) legte in 11 Tagen, vom 17. bis 28. August 1827, nur 3000 Seemeilen zurück, was eine Geschwindigkeit von etwas über 18 Fuss in 1 Secunde ergibt.

141. Von dem oben (Nr. 140) hervorgehobenen Gesetze der Wirbelstürme hat Dove [1]) folgende theoretische Ableitung gegeben

[1]) Berichte der Berliner Akademie. 1840; — Poggend. Ann. Bd. LII. S. 1

In nebenstehender Figur I. bezeichne die Linie *ab* eine Reihe materieller Punkte, welche dem Aequator parallel durch irgend einen Punkt in der Richtung *ac* nach Nord hin in Bewegung versetzt wer-

Fig. 12.



n. Dann würden diese Punkte, weil sie von grösseren Parallel-isen zu kleineren gelangen, nach *gh* hin sich bewegen, falls r Raum *dbh* leer wäre. Ist aber in diesem Raume unbewegte ft vorhanden, so werden die Theilchen in *b*, bei ihrer Bewegung h *d* hin, im Raume *dbh* immer mit Lufttheilchen von geringerer tationsgeschwindigkeit in Berührung kommen, daher wird ihre chwindigkeit nach Ost hin vermindert werden. Der Punkt *b* d also, statt nach *h*, nach *f* hin sich bewegen. Die Theilchen *a* haben dagegen neben sich, auf der Seite nach *b* hin, Theilchen prünglich gleicher Rotationsgeschwindigkeit; sie bewegen sich halb wie im leeren Raume, d. h. nach *g* hin. Ist demnach *ab* e grössere, von Süd nach Nord getriebene, Luftmasse von be-nmter Ausdehnung, so wird die Richtung des Sturmes auf der tseite derselben weit mehr Süd sein, als auf der Westseite, wo mehr West ist; und es wird daher eine Tendenz zu einem Wirbel Sinne S. O. N. W. entstehen. Da diese Tendenz durch eine im ume *dbh* widerstehende Masse bedingt ist, so wird sie zunehmen dem Maasse, als dieser Widerstand die westliche Ablenkung des rmes hemmt. Der Sturm wird mithin um so heftiger wirbeln, unveränderter derselbe die ursprüngliche Richtung seines Laufes behält. Nun ist in der Passatzone der Raum *dbh* mit Luft er-lt, welche von NO. nach SW. fliesst. Der Widerstand wird da-r hier am grössten sein, die Luft in *b* also in ihrer Tendenz nach sten so gehemmt werden können, dass sie ihre Richtung nach in unverändert beibehält, während *a* nach *g* strebt. Der Sturm d mithin hier am heftigsten wirbeln, jedoch geradlinig mit un-änderter Breite fortgehen. Sowie aber derselbe in die gemäs-te Zone gelangt, findet sich im Raume *dbh* Luft, welche sich be-

reits von SW. nach NO. bewegt. „Der Widerstand, welchen die Theilchen in *b* bisher fanden, wird daher plötzlich bedeutend vermindert, oder ganz aufgehoben, d. h. die Richtung *bd* verändert sich nun schnell in die Richtung *bh*, der Sturm biegt also plötzlich fast rechtwinklig um, während er an Breite schnell zunimmt, da der bisher zwischen der Bewegung der Punkte in *a* und der Punkte in *b* vorhandene Unterschied nun aufhört." In gleicher Weise ergeben sich die Erscheinungen der Stürme auf der südlichen Erdhälfte, wo die Wirbelbewegung im entgegengesetzten Sinne geschehen muss (Fig. II.).

142. Die westindischen Stürme entstehen an der innern Grenze der Passate, da, wo in der Gegend der Windstillen die Luft aufsteigt, und dann über dem unteren Passat in entgegengesetzter Richtung abfliesst. Daher vermuthet Dove, dass es wahrscheinlich Theile dieses Stromes sind, welche in den unteren Passat eindringend, die erste Veranlassung zu den genannten Stürmen geben. Indessen mögen die hohen Gebirge der Inseln jener Gegenden, wie Redfield vermuthet und auch Dove nicht für unwahrscheinlich hält, einen mechanischen Grund solcher Hemmungen darbieten, da die Luft zwischen zwei Höhen mit verdoppelter Geschwindigkeit hindurchströmt. Die Ursache, dass der Sturm anfänglich von SO. nach NW. fortschreitet, könnte darin liegen, dass nach der obigen theoretischen Ableitung diese Richtung eben zur Entstehung einer wirbelnden Bewegung am günstigsten ist. Geschieht nämlich der erste Impuls von SW. nach NO., so wird der entgegenwehende Nordostpassat alle Punkte der fortrückenden Linie gleichmässig hemmen, und deshalb keine Tendenz zum Wirbel entstehen.

Sonst kann, nach der gegebenen Ableitung, ein Wirbel in dem bezeichneten Sinne auch dadurch entstehen, dass, in Folge irgend einer andern mechanischen Ursache, die Richtung eines in höhere nördliche Breiten dringenden Stromes auf der Ostseite desselben südlicher wird, als auf der Westseite, wo sie mehr West ist. Ein solcher Fall war nach den von Piddington [1]) gesammelten Beobachtungen bei dem Sturme vorhanden, welcher am 3., 4. und 5. Juni 1838 die Bai von Bengalen traf. Es war diess einer der Stürme, welche bei dem Uebergange des Nordostmousson in den

[1]) Journal of the Asiatic Society of Bengal. No. 91. p. 550, second part No. 92. p. 681; — Dove: Poggend. Ann. Bd. LII. S. 22.

dwestmousson einzutreten pflegen, welcher Uebergang in der Bai
l Bengalen zwischen den 15. Mai und 15. Juni fällt. Dieser
rm war in dem grössten Theile seines Laufes ein fortschreitend
iger Wind, und wurde nur an einer bestimmten Stelle ein Wir-
turm. Derselbe wehte als heftiger Südwestmousson von der
küste von Ceylon bis Masilapatam hinauf über die Bai von Ben-
n gegen die Gebirgsreihe von Arracan, wo er sich vollkommen
twinklig umbog, und nun als Südoststrom über Calcutta, Be-
es nach Cawnpore, Lucknow und Agra im Tieflande des Ganges
nfwehte. An der Umbiegungsstelle gerade bei Arracan entstand
l der Wirbel, welcher parallel der Küste den Gangesmündungen
bei, in einer Richtung zwischen ONO. und O. nach WSW. und
von der Shapooree-Insel nach Vizagapatam, Ganjam, Juggurnauth
l den Mündungen des Mahamuddy und Bramnee fortschritt, und
die westindischen Orkane im Sinne S. O. N. W. rotirte.

In ähnlicher Weise mögen die Tyfoons des chinesischen Mee-
entstehen, indem hier der Südwestmousson auf seiner Ostseite
licher wird, als auf seiner Westseite. Dieselben sind gleichfalls
rbelstürme, die sich im Sinne S. O. N. W. drehen.

143. Der Wechsel momentaner Ruhe und häufiger Wind-
se während eines Sturmes erklären sich einfach aus dem Um-
nde, dass in der Axe des Wirbels ein Minimum der Bewegung
t hat. Natürlich wird die Luft durch die Rotation des Wirbels
l der Axe entfernt. Schreitet also ein Sturm mit seinem Cen-
m über einen Ort hinweg, so muss hier eine plötzliche Unter-
chung des Sturmes eintreten, und derselbe dann mit erneuerter
tigkeit plötzlich wieder beginnen, sobald der Ort wieder in den
sich der um das ruhige, aber fortschreitende Centrum wirbeln-
l Luft kommt. Eben so leicht erklärt sich der tiefe Barometer-
nd während des Sturmes; denn da die Luft durch die Rotation
Wirbels vom Centrum entfernt wird, so hat dies nothwendig
e Verminderung des Druckes auf die Grundlage zur Folge. Noch
hr wird dies der Fall sein, wenn der Wirbel, wie bei den Stür-
n in der Passatzone, aus dem unteren Passat in den oberen
greift. Der obere Theil des Wirbels wird sich dann alsbald er-
tern und eine andere Richtung annehmen, während der untere
eil zunächst noch seine bisherige Richtung einhält. Indem nun
r Wirbel sich oben trichterförmig erweitert, werden die oberen
hichten sich von der Axe des rotirenden Cylinders in grösserem

Maasse entfernen, als die unteren, und die letzteren eben desha ein Bestreben zum Steigen erhalten, um die in der Höhe herbeig führte Luftverdünnung zu compensiren. Sonach ist der tiefe Baro meterstand eine Folge des Sturmes, und nicht, wie es die frühe erwähnte Ansicht von Brandes und Espy fordert, die durch de Barometerstand angezeigte Verminderung des Luftdruckes die Ur sache des Sturmes. Wäre der Sturm die Folge eines centripetale Zuströmens der Luft nach einer Stelle verminderten Luftdruckes so müsste, wenn das Centrum des Orkans sich einem Orte nähert hier, wegen des Stauens der einander entgegen wehenden Winde eine allmälige Abnahme der Intensität des Sturmes stattfinden, un hierauf, nachdem das Centrum den Ort überschritten, wieder ein ebenso allmälige Zunahme der Intensität beobachtet werden. Die ist jedoch den Beobachtungen zufolge nicht der Fall [1]); vielmeh wird das Toben des Sturmes durch eine plötzliche Todtenstille un terbrochen, worauf der Orkan wieder eben so plötzlich beginnt, al er vorher abnahm, was Alles sich, wenn der Sturm in einem Wir bel besteht, in dessen Mitte Rube herrscht, sehr wohl erklärt.

Durch Reibung am Boden und andere Widerstände wird de Wirbel bei seinem Fortschreiten eine Hemmung erfahren, und sic in der Richtung seiner progressiven Bewegung vorneigen. Dahe kann sich der Sturm oben in der Atmosphäre geltend machen, be vor er unten wahrgenommen wird. Hiermit ist denn auch ein Fa len des Barometers schon vor dem eigentlichen Ausbruche de Sturmes verbunden, welcher letztere also durch jenes angezeig wird. Aber auch an Orten, die gar nicht vom Sturme getroffe werden, kann das Barometer in Folge desselben einen ungewöhn lich niedrigen Stand gewinnen, wenn der obere Theil des Wirbe sich beträchtlich ausbreitet und eine Richtung einhält, die von de des unteren Theiles verschieden ist.

Bemerkenswerth ist, dass die Gesammtverminderung de Druckes in der gemässigten Zone noch viel bedeutender sein wir als in der tropischen, da zu den Ursachen, welche den atmosphä rischen Druck in der letztgenannten Zone vermindern, in der ge mässigten noch eine neue hinzukommt, nämlich die hohe Tempe ratur, welche die rasch in höhere Breiten dringende Luft denselbe

[1]) s. als Beispiel d. Beobacht. über den Orkan vom 2. August 1837 in Abhandl. von Dove: Poggend. Ann. Bd. LII. S. 25.

mit sich bringt. So war, nach der Mittheilung Dove's [1]), bei dem barometrischen Minimum während des Sturmes vom 24. December 1821 die Temperaturerhöhung sehr bedeutend. In Tolmezzo stieg das Thermometer auf 25° R. im Schatten, in Genf stieg es in der Nacht vom 24. zum 25. rasch 5 Grade, und stand am höchsten, + 12,5°, am 25. Morgens 1¼ Uhr. Ebenso zeigte sich in Boulogne, Paris, Hamburg eine ungewöhnliche Wärme. Indessen ist es klar, sagt Dove, dass, wenn über Europa ein so warmer Luftstrom dem Pole zufliesst, irgend wo anders die verdrängte kalte Luft nach Süden strömen wird, und nach der Drehung des Wirbels ist dies für Amerika zu erwarten. Wirklich zeigte es so die Erscheinung; am 24. December stand zu Salem in Massachusets, in der Breite von Rom, das Thermometer — 10,2° und einige Tage später — 14,2, wie denn auch alle Nachrichten aus Amerika von einer ungewöhnlichen Kälte sprachen. Uebrigens sind solche Erscheinungen nicht bloss den Wintermonaten eigen; auch Stürme im Sommer boten Analoges.

144. Was die Bewegung der Luft in dem Wirbel ins Besondere betrifft, so ist nicht wohl zu verkennen, dass dieselbe höchst wahrscheinlich in Schraubenlinien (spiralförmig) erfolgt. Denn wenn wir auch annehmen, dass die rotorische Bewegung ursprünglich eine kreisförmige sei, so wird doch die in der Axe des Wirbels, wegen der Schwungkraft, herbeigeführte Luftverdünnung und das damit verbundene Saugen längs der Mitte des rotirenden Cylinders ein spiralförmiges Aufsteigen der in der Nähe der Axe befindlichen Lufttheilchen zur Folge haben müssen. Und zu erwarten ist denn auch, was Redfield's [2]) neuere Untersuchungen mit Wahrscheinlichkeit ergeben haben, dass, während in der Nähe der Axe die Luft in Schraubenlinien aufwärts gezogen wird, dieselbe sich in den peripherischen Theilen schraubenlinig abwärts bewegt.

Die elektrischen Entladungen, welche die Sturmwinde begleiten, sind Folge einer starken Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes, indem die unteren warmen Luftschichten in den höheren Theilen des rotirenden Cylinders mit kälteren gemischt und dadurch heftige Niederschläge bewirkt werden. Auf solche Weise entsteht denn wahrscheinlich auch jene kleine, dunkle Wolke, — das Ochsenauge, wie die Seefahrer der heissen Zone dieses Phäno-

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. LII. S. 38 f.

[2]) Silliman, Americ. Journ. Ser. II. T. XXIII. p. 23.

men nennen, die sich vor dem Sturm am heiteren Himmel zei aber schnell wie von Innen heraus vergrössert, und bald Alles tiefe Dunkelheit hüllt.

145. Indem der Wirbelsturm beim Ueberschreiten der Pass zone sich plötzlich erweitert, nimmt er an Intensität ab. De vermag die letztere sich auch wieder zu steigern, wenn durch irge eine Ursache kleinere Wirbel sich aus dem grösseren entwicke was z. B. geschehen kann, wenn die fortschreitende Luftmasse Gebirgen aufgehalten wird, und um dieselben als neue Centra heftige Bewegung geräth [1]).

Die Richtungsänderung, welche der Sturm beim Ueberschrei der Passatzone erfährt, indem er dann aus einer südöstlichen Ri tung in eine südwestliche übergeht, beruht, nach der eben mit theilten Erklärung Dove's, auf der Annahme, dass der Sturm be Eintritt in die gemässigte Zone eben so südwestliche Winde tre als in der heissen Zone nordöstliche ihm hemmend entgegenwirkt Da indess die Windesrichtung der gemässigten Zone keine best dige, sondern eine veränderliche ist, so kann dies in gewisser B ziehung abweichende Erscheinungen bedingen. Man erkennt leic dass der Verlauf eines Sturmes sich mannigfach verwickeln oder ä ändern kann, wenn derselbe bei seinem Fortschreiten mit ein anderen Winde zusammentrifft [2]), oder nach einander Luftströmu gen von verschiedener Richtung zu verdrängen hat [3]).

146. Zum Schlusse unserer Betrachtungen über die Stür führen wir noch die praktischen Regeln auf, die sich aus den ob (Nr. 140) hervorgehobenen Gesetzen für die Seefahrer ergeben hab um einem sie bedrohenden Sturme so weit als thunlich zu entgeh

---

[1]) s. Dove: Poggend. Ann. Bd. LII. S. 82.

[2]) s. Dove: Poggend. Ann. Bd. XIII. S. 606.

[3]) Die Nichtbeachtung dieser Umstände ist es wohl, welche neuerd Russelt (L'Inst. No. 1040. p. 419) zu einigen Ausstellungen in Hinsicht auf Wirbeltheorie der Stürme geführt hat. Bei fast allen heftigen Stürmen in Engl heisst es, haben die oberen Luftströmungen selten dieselbe Richtung wie di der Oberfläche der Erde. Die meisten Erscheinungen bei den Stürmen sollen hier durch die gegenseitige Einwirkung oberer und unterer Ströme erklären la Indessen vermissen wir eine auf diese Ansicht gestützte Ableitung der betreffe Erscheinungen; wohl aber erkennen wir in den Anführungen Russelts einige flüsse, die auf eine Wirbelbewegung der Luft modificirend einwirken können. Unverträglichkeit der von Russelt beobachteten Erscheinungen mit der Wirbelth der Stürme ist von ihm nicht nachgewiesen.

1) Nördliche Hemisphäre.

a. Nördlicher Theil der heissen Zone.

Hier schreitet der Sturm in der Richtung von SO. nach NW. fort, während die Rotation des Wirbels im Sinne S. O. N. W. geschieht. Setzt nun der Wind als NO. ein und dreht sich durch O. nach SO., so muss das Schiff nach NO. steuern; setzt er hingegen als NW. ein und dreht sich durch W. nach SW., so muss es nach SW. steuern. In jenem Falle befindet sich nämlich das Schiff auf der Nordostseite, im zweiten auf der Südwestseite des Sturmes.

b. Nördliche gemässigte Zone.

Die Richtung des Sturmes ist von SW. nach NO.; die Rotation des Wirbels wie zuvor. Setzt nun der Wind als SO. ein und dreht sich durch S. nach W., so muss das Schiff nach SO. steuern; setzt er hingegen als NO. ein und geht durch N. nach NW., so muss es nach NW. steuern. Im ersten Falle befindet sich nämlich das Schiff auf der Südostseite, im zweiten auf der Nordwestseite des Sturmes.

2) Südliche Hemisphäre.

a. Heisse Zone.

Die Richtung des Sturmes ist von NO. nach SW., die Drehung des Wirbels geschieht im Sinne S. W. N. O. Setzt also der Wind als SO. ein und dreht sich durch S. nach SW., so muss das Schiff, welches sich dann auf der Nordwestseite des Sturmes befindet, nach NW. steuern; setzt er hingegen als O. ein und dreht sich durch N. nach NW., so muss es, auf der Südostseite des Sturmes befindlich, nach SO. steuern.

b. Südliche gemässigte Zone.

Die progressive Bewegung des Sturmes ist von NW. nach SO. gerichtet. Setzt der Wind als NO. ein und dreht sich durch N. nach NW., so liegt das Schiff auf der Nordostseite des Sturmes und muss nach NO. steuern; setzt derselbe hingegen ein als SO. und dreht sich durch S. nach SW., so muss es, als auf der Südwestseite des Sturmes gelegen, nach SW. steuern.

147. Eine den Stürmen in gewisser Beziehung verwandte Erscheinung sind die Wettersäulen, sowohl wegen ihrer nicht selten verheerenden Wirkungen, als auch, weil sie im Wesentlichen in einer wirbelnden Bewegung der Luft begründet sind. Daher hat

man auch hier die Richtung der Rotation, oder die Richtung, au welcher die wirbelnde Luft an einem bestimmten Orte stürmt, z unterscheiden von der Richtung, in welcher der Luftwirbel als Ganze fortschreitet. Dagegen haben die Wirbel der eigentlichen Orkane bei weitem grössere Dimensionen, als die Wettersäulen, indem dort viel grössere Luftmassen in rotatorische Bewegung versetzt werden. Auch ist der Sinn, in welchem die Rotation der Luft bei den Wettersäulen geschieht, für die beiden Hemisphären kein so constanter, wie bei den Wirbeln der Orkane. Zwar hat Redfield einen schmalen Wirbelwind nach Art der Tornados beobachtet, der wie die grösseren Orkane rotirte, wogegen durch den Colonel Reid Beobachtungen von fünf Wettersäulen bekannt geworden sind, welche sich im entgegengesetzten Sinne wie die Orkane drehten. Häufig ist die wirbelnde Bewegung der Wettersäulen sichtbar, da bei denselben eine grosse Menge Dunst- und wässeriger Theilchen, wie auch Theilchen verschiedener fester Körper, als Staub und Sand, sich an der Rotation betheiligen. In Deutschland sind die Wettersäulen noch unter verschiedenen anderen Namen bekannt. So nennt man sie auch Windhosen, und zwar spricht man von Sand- oder Wasserhosen je nachdem das Phänomen sich auf dem Lande oder auf dem Wasser darstellt. Gewöhnlich ist dafür auch die Bezeichnung: Trombe welche aus dem Französischen stammt und dem Phänomen wegen seiner trompetenartigen Gestalt beigelegt ist.

148. Meist beschränkt sich die Wettersäule auf eine verhältnissmässig schmale Strecke, auf welcher sie mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit fortschreitet, während nicht selten in geringer Entfernung von ihrer Bahn fast völlige Windstille herrscht. Das zunächst Sichtbare an dem Phänomen ist eine Wolke, von der sich eine trichterförmige (oder schlauchartige) Verlängerung herabsenkt, die sich nicht selten wechselnd der Erdoberfläche nähert und wieder von derselben zurückzieht. Dabei werden denn auch die unterhalb der Wolke befindlichen Staub- und Sandmassen, oder wenn das Phänomen auf einer Wasserfläche erscheint, das Wasser in Bewegung gesetzt, so dass eine kegelförmige Erhebung entsteht, die mit jener schlauchförmigen Verlängerung der Wolke durch einen schmäleren Cylinder in Verbindung tritt. Während nun das Phänomen in einer geraden, oder gebogenen oder selbst zickzackförmigen Bahn fortschreitet, geschieht es wohl, dass die bezeichnete Verbindung zwischen der Wolke und der unteren Masse abwechselt

rissen und wiederhergestellt wird, indem jener Theil sich wech-
nd hebt und senkt. Im Ganzen können wir uns die Wettersäule,
r gewöhnlichen Beschreibung gemäss, in der Form eines Doppel-
gels vorstellen, der durch seine obere Basis mit einer Wolke, und
ch die andere mit der Erde in Verbindung steht.

Es ist begreiflich, dass die Färbung der Wettersäulen, je nach
Beleuchtungsart, und insbesondere je nach der Natur und Menge
festen Substanzen, die sie in sich bergen und das Licht reflectiren,
ge Verschiedenheiten darbieten muss. Natürlich ist hier auch die
ge des condensirten Wasserdampfes, welcher die Wolke bildet,
Einfluss. Meist ist die Farbe grau, mehr oder weniger in's
klere übergehend, nicht selten auch dunkelblau oder gar feuerroth.

149. Eine Wettersäule, welche am 23. August 1800 das
dchen Hainichen im sächsischen Erzgebirge traf, ist von Lam-
ius [1]) beschrieben. Am genannten Tage wechselte der Wind
fig seine Richtung, und mehrere Gewitterwolken waren schon
übergezogen, als etwa gegen 4 Uhr Nachmittags eine halbe Meile
i jenem Orte aus einer dicken Wolke ein langer nebelartiger
lauch herabhing, der sich bald bis zur Erde herabliess, bald
der bis zur Wolke hinaufgezogen wurde. Dabei bewegte sich
letztere, der Schlauch senkte sich wieder bis zur Erde und
ch, von Staub und Verwüstung begleitet, in einer Breite von
Schritt binnen 7 bis 8 Minuten über eine Strecke von ungefähr
er deutschen Meile fort. Alles, was der Wirbel auf seiner Bahn
f, ward zerstört, während an seiner Grenze durchaus Windstille
rschte. In Arensdorf, auf dessen Feldern die Zerstörung durch
dersinken des Schlauches anfing, wurden die Häuser oder deren
cher weggerissen. Gewaltsamer noch wirkte das Meteor zu Dit-
sdorf, wo es eine Scheune in Stücken umherstreute, Stallungen
rückte, und selbst ein massives Wohnhaus zertrümmerte, mit
snahme des linken Flügels, den es um drei Ellen weit fortschob.
f einem anderen Gute riss derselbe Wirbel drei Seitengebäude
d zwei einzelne Häuser nieder, und brach sich dann gewaltsam
e Bahn durch den wenig entfernten Wald. In einer Breite von
) Schritten blieb kein Baum, kein Strauch verschont, sie wurden
sgerissen oder abgebrochen, und fast in einem Augenblick war

[1]) Systemat. Grundriss der Atmosphärologie. 1806. S. 167.

eine Allee durch den Wald hindurch hergestellt. Mehrere Bäume fanden sich bis an die Spitzen abgeschält, einige etliche hundert Schritte über den Strigisfluss fortgeschleudert.

Am 25. October 1820 wurde eine Wettersäule zu Arnsdorf in Schlesien beobachtet [1]), wo man eben die auf einer Bleiche ausgespannten etwa 100 Schock weisse Leinwand begossen hatte, als nach 12 Uhr eine Trombe so viel Staub aufwirbelte, dass dichte Finsterniss entstand. Die Luft drückte die Fenster des Bleichhauses ein, riss die Thüren auf, hob sie aus ihren Angeln und warf einen grossen Leiterwagen so um, dass die Räder zu oberst gekehrt waren. Die Leinwand wurde emporgehoben und in mehrere Knäule aufgewickelt, von denen der grösste mehr als 40 Fuss hoch über das hohe Dach des Bleichhauses weggeführt und 150 Schritte weit in einen Graben und zwischen Strauchwerk geschleudert wurde. Dieser Knäul war so zusammengeschlungen, dass seine Entwirrung viel Zeit und Mühe verursachte. Derselbe bestand aus 23 Schock, deren jedes nass 23 Pfund wog. In seiner Mitte steckte eine 7 Fuss lange, 2,5 Zoll dicke und 11 Zoll breite Bohle, die als Steg über einen nahen Graben gedient hatte, und mit der um sie gewickelten Leinwand zugleich fortgeführt war. — An diesem Beispiele erkennt man ganz deutlich die den Wettersäulen eigene wirbelnde Bewegung der Luft.

150. Beschreibungen von Wettersäulen, welche sich sowohl auf dem Lande als auf dem Wasser grösserer Flüsse fortbewegten, haben wir mehrere. Eine derselben, welche den Rhein überschritt, zeigte sich am 4. August 1824 zu Niederwesseling bei Bonn [2]). Eine andere hauste am 25. Juni 1829 in der Umgegend von Trier, und ist von Grossmann beschrieben [3]). Nach einem vorausgegangenen Regen und bei noch bedecktem Himmel zeigte sich in einer schwarzen Wolke eine runde lichte Masse, die nach oben die Gestalt eines Schornsteines annahm, aus welchem ein grauweisser Rauch durch mehrere Oeffnungen mit grosser Gewalt auszuströmen schien. Als das Meteor, sich nach der Mosel hin bewegend, über den Weinbergen von Disburg angekommen war, trat, dem Anscheine nach, in einiger Entfernung mehr südlich auf dem rechten Ufer der Mo-

[1]) Gilberts Ann. Bd. LXIII. S. 109.

[2]) s. Nöggerath: Kastner's Archiv. Th. III. S. 52.

[3]) Schweiggers's Journ. Bd. LVI. S. 372.

plötzlich ein neues Meteor zu Tage. Dasselbe warf Steinkohlen-
fen, welche um einen Baum lagen, durcheinander, stürzte einen
eiter von einem Kalkofen herab, und bewegte sich unter schreck-
em Geprassel, als wenn viele Steine aneinander gestossen wür-
, quer über die Mosel, wobei das Wasser hoch aufspritzte. Jen-
s des Flusses schritt es unter demselben Geräusche weiter fort
l hinterliess sichtbare Spuren seines zickzackförmigen Weges auf
i mit Früchten bedeckten Feldern. Zwei Arbeiter beobachteten
i Zug des Phänomens von einem Baume aus, den sie erstiegen
ten, während ein anderer demselben muthig folgte, was beinahe
gewöhnlichen Schritte thunlich war; plötzlich jedoch gerieth er,
Folge der zickzackförmigen Bewegung des Meteores in dasselbe
ein, wobei es ihm vorkam, als ob er bald vorwärts gezogen, bald
die Höhe gehoben würde. Als er sich in bückender Stellung
ftig auf ein Handwerkszeug stemmte, ward er rücklings nieder-
rorfen, indem der Wirbel weiter zog. Bemerkenswerth ist, dass
ser Arbeiter versicherte, zwei Bewegungen wahrgenommen zu
en; eine schief aufwärts gehende, welche Stengel, Aehren und
stige leichte Körper fortgerissen, und eine andere derselben ent-
gengesetzte. Ausserdem hat der Mann nichts Besonderes wahr-
ommen, weder einen auffälligen Geruch, noch Geschmack, son-
n nur ein betäubendes Gerassel.

Dieses Meteor hatte eine Breite von 10 bis 18 Schritten und
chzog eine Länge von etwa 2500 Schritten. Seine Gestalt war
he kegelförmig, seine Farbe bald graulichweiss, bald gelblich, bald
kelbraun und mehrmals feurig. Ueber demselben stand das
en erwähnte erste Meteor, welches sich fast parallel mit ihm nach
rd bewegte, und während ungefähr 18 Minuten eine Menge
ulichweissen, zuweilen feurigen Rauches ausstiess. Der letztere
te, aus einer Entfernung von etwa $\frac{1}{4}$ Meile gesehen, die Gestalt
er 140 Schritte langen Schlange, deren Kopf gegen NNO. und
en Schwanz nach SSW. gerichtet war. Binnen 8 bis 10 Mi-
ten hatte sich dieser Schwanz von unten nach oben herumge-
nden, und in dem Augenblick, wo er den Kopf berührte, verlor
h das ganze Phänomen ohne irgend bemerkbare Explosion. Bald
rauf aber verbreitete sich ein stinkender, wie erzählt wird, schwe-
artiger Geruch, während sich in geringer Entfernung über einem
alde, der gegen NNW. von dem Orte lag, wo sich das Meteor ge-
igt hatte, ein Hagelschauer mit dicken Körnern entlud.

Eine Wasserhose, die am 30. Mai 1850 zu Schwedt ersch
ist von Wessel [1]) genauer beobachtet und beschrieben. Hier sei n
Einiges von einer Wettersäule angeführt, die am 10. Juni 1
(nicht weit von Bonn) oberhalb Königswinter zweimal über
Rhein ging. Eine Beschreibung derselben verdanken wir Gerh
vom Rath [2]). Schon am 7. und 8. Juni, heisst es, zogen am no
westlichen Himmel gegen den Wind Wolkenwände empor, von
nen man Gewitter und Regen erwartete. Doch zertheilten sie s
wieder, und die Abende und Morgen waren ganz klar. Am 9.
hob sich gegen Süd schwarzes Gewölk, in dem es stark wett
leuchtete. In Nord stiegen wie ungeheure Thürme Wolkenmas
empor. Der ganze Horizont umzog sich. Bis zum Morgen
10. war indess das Gewölk wieder zerstreut, kein Tropfen gefall
der Wind kam aus NW. Um die Mittagszeit stiegen in Süd schw
Wetterwolken auf, denen man in der Ferne, unter Blitzen u
Donnerschlägen, Regengüsse entstürzen sah.

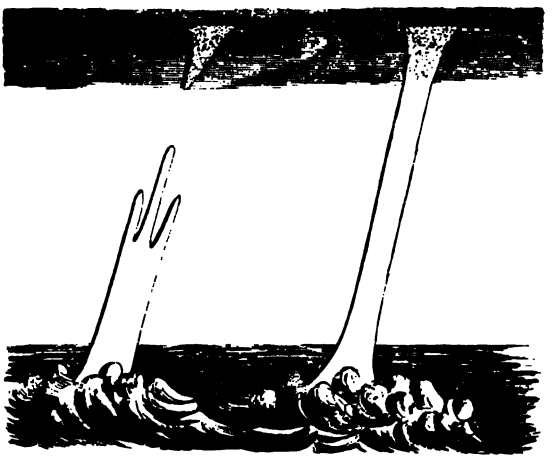
Es war etwa 1 Uhr 20 Min., als von der Mehlemer Au,
genüber Königswinter, in der Richtung von Honnef, also gegen SS
ein aschgraues Band am Himmel gesehen wurde. In seinen ol
ren Theilen stieg es fast senkrecht auf, während es unten sich e
porzog. Die Höhe, welche es erreichte, schien wenigstens 2000 Fu
zu betragen. Wo dasselbe auf dem Boden ruhte, sah man ei
schwarze Staubmasse in wirbelnder Bewegung hinaufgezogen. D
Wirbel trieb durch mächtige, im Kreise sich fortpflanzende Stö
Staub- und Erdmassen auf, deren schwerere Theile zurückfiele
während die leichteren schnell in grosse Höhen getragen wurde
Anfangs hatte der Anblick eine gewisse Aehnlichkeit mit eine
grossen Brande, dessen Kohlenqualm von heftigem Winde bewe
wird. Die fortschreitende Bewegung des Wirbels war gegen NW
gerichtet. Bald erreichte das Phänomen den Spiegel des Rhein
Das Wasser erhob sich, indem auf der Peripherie eines Kreise
dessen Durchmesser 50 Schritte betragen mochte, Kämme u
Strahlen von Wasser und Schaum emporsprangen. Die Erscheinu
glich einer sich drehenden Krone, deren weisse Schaumstrahlen 2
bis 30 Fuss aufschossen. Die innere Kreisfläche zeigte sich dah
zu einem Schilde aufgewölbt und mit Schaum bedeckt. Die Mas

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXXII. S. 455.
[2]) Poggend. Ann. Bd. CIV. S. 631.

des aufgezogenen Wassers und die Höhe, welche es erreichte, wuchs mit dem Fortschreiten. Anfangs sah man das gegenüberliegende Rheinufer durch die Wasserkrone, was später nicht mehr möglich war. Dem linken Ufer nahe war die Krone schon in eine 40 bis 50 Fuss hohe Wassersäule verwandelt. — Jetzt begann in der Au gegen SSO. unter einer Erhebung von 45° bis 50° über dem Horizont eine gelblichweisse Wolkenspitze sichtbar zu werden, in der Gestalt eines umgekehrten etwas schief nach Ost gerichteten Kegels, dessen Basis wie ein Nagelkopf geformt war. Auf dem linken Ufer angelangt riss der Wirbel eine unermessliche Masse Staub empor, aus welcher eine Säule entstand, die den Gipfel des Drachenfelsens weit an Höhe zu überragen schien. Der Zusammenhang zwischen dem Sandwirbel und der gelblichweissen Wolkenspitze trat jetzt klar hervor. Diese verlängerte sich nämlich nach unten so schnell, dass man mit dem Auge die Bewegung verfolgen konnte. Auf dunklem Himmel erschien sie wie ein glänzender Degen, die Spitzen der aufstrebenden Sandsäule und der degenförmigen Wolke waren gerade aufeinander gerichtet und strebten sich zu vereinigen. — In solcher Weise schritt die Wettersäule, sich nur wenig vom Strome entfernend, schnell hinab, gerade auf die Au zu, während ihre Gewalt zunahm. Bevor sie indess die oberen Landhäuser bei Mehlem erreicht hatte, hielt sie in ihrer Bewegung gegen Nord inne, drehte sich in der Richtung des Sonnenlaufes und schritt zurück. Trotz der scheinbar drohenden Nähe blieb der Wirbel, wie spätere Beobachtung lehrte, doch noch 500 Ruthen von der Au entfernt. Zum zweiten Mal sprang der Wirbel auf's Wasser mit ungleich grösserer Gewalt als das erste Mal. Die getroffene Stelle verwandelte sich sogleich in eine weisse Schaummasse, das Wasser schien hoch aufzusieden; eine Wolke vom feinsten Wasserstaube lagerte darauf. Mit einem Male erhob sich aus dem wogenden Schaume eine Masse von Wasser und Wasserdunst fast senkrecht, ein wenig nach rechts geneigt. Sie theilte sich alsbald in drei Strahlen, welche miteinander parallel und einander nahe sich aufwärts streckten. Der mittlere Strahl sprang hoch über die beiden seitlichen empor, und näherte sich mehr und mehr der weissen degenförmigen Wolke. Die beiden seitlichen Strahlen schienen sich nun in je zwei zu theilen, so dass fünf erblickt wurden. Der mittelste stieg immer höher, der sich herabsenkenden Wolkenspitze zu. Beide vereinigten sich; und der nun mit der Wolke verbundene Strahl schien fast in seiner

ganzen Länge eine gleiche Breite zu haben; nur dort, wo er im Gewölke verschwamm, erschien er etwas mächtiger. Sich senkrecht

Fig. 18.



emporrichtend überschritt die Wettersäule den Strom, wobei sie fortwährend ihre Gestalt änderte. Die beiden Nebenstrahlen jederseits des Hauptstrahles verbanden sich zu je einem. Darauf verengte sich die Wassersäule an ihrem Fusse, wo sie auf der wirbelnden und kochenden Wasserstaubmasse ruhte. An der Stelle, wo diese Zusammenziehung stattfand, befindet sich im Rhein eine Untiefe, welche zur Zeit des Ereignisses nur 1 bis 2 Fuss Wasser besass. Es war also nicht Wasser genug im Strome, um die Wassersäule zu unterhalten. Dann vereinigten sich alle Strahlen, die Einschnürung verschwand, und wie „ein Riesen-Obelisk" schwebte die Gestalt auf dem Rheine. Sie bewegte sich gegen Rhöndorf und erreichte das rechte Ufer etwa 30 Ruthen unterhalb der Rhöndorfer Fähre. Hier löste sich die Schaumsäule vom Stromspiegel ab. Die schwereren Wassertheile fielen gewissermaassen wie niederhangende Fetzen von der aufsteigenden Schaummasse herunter und über das Ufer weg, während der Schaum zu den Wolken gezogen wurde. Zum dritten Male auf seinem Wege rührte der Wirbel Staub und Sand empor. Die dunkle Masse stieg der weissen Schaumsäule nach; obgleich sie sich berührten, waren beide Theile scharf durch eine horizontale Linie geschieden. Während die Schaummasse gänzlich in den Wolken verschwand und der Staub

folgte, schritt die Wettersäule vor Rhöndorf hin, auf den südlichen Fuss des Drachenfelsens zu. Sie erreichte ihn jedoch nicht, da ihre Gewalt abnahm. Endlich verschwand für den Beobachter in der Au alles unter dem wolkenbruchartig herabstürzenden Regen, dem Hagelkörner beigemengt waren. Das Wetter kam von Süd. — Das ganze Wirbelphänomen dauerte etwa 35 Minuten. Den Weg der Wettersäule hat G. vom Rath auf Grund seiner eigenen und anderer Beobachtungen verzeichnet und auf einer Kartenskizze der Beschreibung (am oben citirt. Orte) beigefügt. Die Stelle, wo der Wirbel von Land auf Wasser übersetzte, war durch geknickte Weidenstämme bezeichnet. Mehrere unbefangene Beobachter, die in grosser Nähe der Bildung der Wasserkrone zuschauten, bestätigten mit Bestimmtheit die Drehung derselben im Sinne des Sonnenlaufes. Auf der linken Rheinseite war mit Genauigkeit die Stelle zu erkennen, wo der Wirbel ans Ufer getreten, die Wassersäule sich wieder in eine Sandhose verwandelt hatte. Die Weiden waren niedergedrückt, einzelne Aeste losgerissen. Ein 2 Zoll dicker Pappelbaum war am Boden gebrochen und lag hingestreckt in der Richtung des fortschreitenden Zuges. Von hier liess sich die Wirbelbahn mit grosser Bestimmtheit verfolgen bis zu der Stelle, wo sie zum zweiten Male auf's Wasser führte. Sie war überall durch niedergedrückte Saaten bezeichnet. Die Breite der Bahn mochte 50 Schritte betragen, da aber, wo die Säule eine Curve beschrieb, doppelt und dreifach so viel. Aus der Richtung, in welcher die Halme lagen, konnte man nicht nur die Richtung der Bahn, sondern auch die Stellung der Halme zur Bahnlinie bestimmen. Denn nur in der Mitte lagen sie genau mit dem Zuge, an den Seiten mehr der Mitte zugewandt. Ausserhalb der grossen Curve, welche die Wettersäule oberhalb Mehlem beschrieb, lag in einer Entfernung bis zu mehreren hundert Schritten (also nicht mehr auf der Bahn selbst) ein Theil der Saaten gerade gegen den Mittelpunkt des Halbkreises gerichtet. Es musste sich die Luft von allen Seiten senkrecht gegen den umkehrenden Strom bewegt haben. — Ueber das Ende der Erscheinung gaben die Aussagen von Augenzeugen auf dem Drachenfels die meisten Aufschlüsse. Während nämlich aus der Tiefe der obere Theil der Wettersäule wegen des heftigen Regens nicht mehr erblickt werden konnte, sah man vom Drachenfels wie die Säule vom Boden sich abhob und die aufgewirbelten Stoffe nun in den oberen, trichterförmig gestalteten Theil der Trombe aufgezogen

wurden. Die Bewegung der oberen Lufttheile musste heftiger s als diejenige der unteren; denn die herabhängende Spitze des Tri ters blieb hinter der gegen Ost fort- und aufstrebenden Basis rück. Als der Wirbel bei Mehlem auf den Rhein trat, war sei Axe abwärts nach Ost gesenkt; während des Stromüberga richtete sie sich senkrecht empor, um am andern Ufer die ent gengesetzte Neigung anzunehmen. — Die Länge der ganzen der Wettersäule durchlaufenen Bahn betrug 1300 Ruthen; sie le also, da die Dauer 35 Minuten war, in 1 Minute 37,1 Rut zurück.

Sowohl in diesem Falle, als auch in dem oben erwähnten, Grossmann beschriebenen, war das Phänomen schliesslich mit H verbunden, was man noch öfter beobachtet hat. Dagegen hat wieder einige andere wahrgenommen, die ganz ohne Hagel und gen endigten. Nach einer auf die Wettersäulen bezüglichen sammenstellung [1]) von Peltier gab es unter 116 dieser Phänom 16, welche mit Hagel endigten, und zwar 7 zur See, und 9 Lande.

151. Die Wettersäulen (Wasserhosen) auf dem Meere st men nach den zahlreichen Beschreibungen, die man von ihnen in den wesentlichen Punkten mit denen des Landes überein. lassen sich an denselben drei Theile unterscheiden: oben eine Wo ein aus dieser herabhängender gerader oder gekrümmter Schla und drittens unten ein Fuss, welcher sich auf dem Meere erh Der letztere soll, nach den Erfahrungen Michaud's [2]), an Grösse nehmen, sobald sich die Säule der Küste nähert, so wie auch da wenn sich die Tiefe des Meeres vermindert.

Nach den Wahrnehmungen des Seefahrers G. Maxwell, Brewster mittheilte [3]), zeigt sich zuerst eine spitz herabhänge schwarze Wolke, wornach ein Aufwallen des Meeres beginnt, welc dem Anschein nach Aehnlichkeit mit einem rauchenden Ofen Die schwarze kegelförmige Wolke sinkt dann mehr und mehr he

---

[1]) s. Becquerel: Traité expérimental de l'Électricité etc. T. V. p. 18 Par. 1840.

[2]) Mém. de l'Acad. de Turin. T. VI. — Gilb. Ann. Bd. VII. S. 49.

[3]) s Gilbert's Ann. Bd. LXXIII. S. 96. — Einige Besonderheiten, w die Wasserhosen unter verschiedenen Umständen zeigen, s. bei Buchanan: Ed Philos. Journ. N. X. p. 275; — Gilb. Ann. Bd. LXX. S. 104.

bis fast zur Oberfläche des Meeres, während die rauchende Erscheinung stets höher und höher steigt, bis sie die Wolke nahe erreicht hat, aus welcher der Schlauch herabhängt. Wenn das Meteor sich zu zerstreuen beginnt, zieht sich die schwarze Wolke in der Regel aufwärts, lässt aber eine dünne, durchsichtige Röhre zurück, welche bis zu dem Wasser herabreicht, auf welchem die dem Rauchen ähnliche Erscheinung noch fortdauert. Um diese Zeit soll, wie Maxwell angibt, in dem oberen Theile der Röhre eine eigenthümliche Bewegung stattfinden. Die Wahrnehmungen Maxwell's stimmen, nach Brewster, genau mit denen überein, die Alexander Stewart [1]) über die von ihm 1701 im mittelländischen Meere gesehenen Wasserhosen mitgetheilt hat.

Napier bemerkte am 6. September 1814, ziemlich nahe unter 30° 47′ N. Br. und 62° 40′ O. L. (von Greenwich), um 2 Uhr Nachmittags einen Wirbelwind, der das Wasser in cylindrischer Gestalt, vom Durchmesser eines Fasses, anscheinend im Zustande von Rauch und Dunst emporhob. Dieser Fuss der Trombe zog in südlicher Richtung nach einem herabhängenden Gewölke, indem er an Höhe und Umfang zunahm, mit schraubenförmiger schneller Bewegung, bis er mit dem Ende einer Wolke in Berührung kam, welche auch ihrerseits herabsank, um mit ihm zusammenzutreffen. Ungefähr eine Seemeile vom Schiffe blieb die Wasserhose einige Minuten an derselben Stelle unverrückt stehen. An ihrem Fusse dampfte das Wasser und entlud sich rauschend und zischend in die über ihr hängende Wolke, während es selbst eine schnelle spiralförmige Bewegung hatte, und sich bog oder gerade streckte, je nachdem die veränderlichen Winde dies mit sich brachten, die nun abwechselnd aus allen Theilen des Compasses wehten. Bald darauf kehrte die Trombe nach Norden, in gerade entgegengesetzter Richtung des Windes, welcher um das Schiff herrschte, zurück und ging gerade auf den Steuerbordbaum desselben los. Man feuerte mehrere Schüsse gegen die Wasserhose ab. Eine Kugel traf sie gerade in dem Abstande eines Drittels von ihrer Basis, worauf sie eine Minute lang wie in zwei Stücke horizontal durchschnitten erschien. Beide Theile schwankten in verschiedenen Richtungen hin und her, als würden sie von entgegengesetzten Winden bewegt, bis sie sich wieder ver-

[1]) Philos. Transact. 1702. p. 1077.

einigten. Einige Zeit nachher zerstreute sich das Ganze in ein ungeheure schwarze Wolke, aus der es in grossen schweren Tropfe auf das Verdeck des Schiffes regnete, bis die Wolke erschöpft wa — Zur Zeit, als die Erschütterung der Luft durch die Schüsse d Wasserhose in zwei Theile theilte, war ihr Fuss weniger als ein halbe Seemeile vom Schiffe entfernt und bedeckte eine Fläche Wa ser, welche volle 300 Fuss im Durchmesser hatte, von einem Ran der kochenden Stelle bis zum entgegengesetzten gerechnet. W der Schlauch am dünnsten war, etwa in $\frac{3}{4}$ ihrer Länge aufwär schien er 6 Fuss im Durchmesser zu haben. Die scheinbare Hö des Halses der Wolke, in welche die Hose das Wasser entlud, b trug 40°, während die Wolke selbst sich über den Scheitelpun des Schiffes hinaus erstreckte. Indem Napier ihre damalige En fernung auf 2050 Fuss setzt, gibt dies eine Höhe von 1720 Fu für die Trombe. Das Wasser an der Basis kochte mit einem wei sen Rauche, wovon ein Theil nach aussen bis zu einem gewisse Umfange gestossen wurde, ein anderer Theil als ein dunkler dick Dunst aufstieg, der sich allmälig in dünne Streifen ordnete, sow er den Wolken näher kam, bis sich alles zerstreute und ein he tiger Regenguss ausbrach.

Auf einer Fahrt von Kronstadt nach Lübeck hatte Wolke (am 5. August 1796) Gelegenheit, eine Wettersäule in einer En fernung von 100 Schritten zu beobachten. Dieselbe glich einer a dicken Wolken herabhängenden cylindrischen, nach unten etwas ve jüngten Säule. Die sie bildenden Tropfen schienen schraubenförm aufzusteigen, während ebensolche auf gleiche Weise wieder nied sanken. Der Fuss der Säule schien auf einer grossen kugelförm gen hohlen Schale zu ruhen und mit dieser fortzugleiten. Um d Rand der Säule kochte die See mit Heftigkeit empor; eine Me grösserer und kleinerer Wassermassen tanzte um sie, indem sich zugespitzt zu einer Höhe von 12 bis 16 Fuss erhoben, wi rend andere wieder herabsanken. Ueber den tanzenden Spit schwebte eine leichte Wolke von Dünsten, erzeugt durch die heft Bewegung des Wassers. Als die Säule näher kam, hörte man Getöse; sie stiess an das Vordertheil des Schiffes mit solcher G walt, dass dies einen allgemeinen heftigen Schrecken verursac

[1]) Gilb. Ann. Bd. X. S. 482.

lcher aber schnell vorüberging, da die Wettersäule in rascher wegung von vorn nach hinten über das Schiff rauschte und bloss ige sehr dicke Wassertropfen fallen liess, zugleich aber einen rklichen Geruch verbreitete, welcher als schwefelig und salpe- ig bezeichnet wird. Den Durchmesser des aufkochenden Wassers ätzte Wolke auf 130 Fuss, den der Säule auf 25 F. Als die me gegen sie schien, zeigte sie sich in der Mitte gelblich, an bei- i Seiten dunkel. Unmittelbar nachher zeigten sich in grösserer ternung noch fünf andere ähnliche Säulen.

Endlich wollen wir noch einer Beobachtung von Colden [1]) ge- ken, die insofern eine Abweichung darbietet, als die wahrgenom- ne Säule nicht, wie gewöhnlich, mit einem Fusse versehen war, i das Wasser des Meeres bildet, indem es dem aus der Wolke abhängenden Schlauche entgegen gehoben wird. Auf einer Reise h Westindien sah nämlich Colden eine Wasserhose in der Ent- nung von 30 bis 40 Ruthen vom Schiffe. Dieselbe bestand aus em kegelförmigen Schlauche, dessen Basis in den Wolken hing, hrend die Spitze etwa 8 Fuss von der Meeresfläche abstand. Bei n ruhigen Wetter ging das Meteor langsam bei dem Schiffe vor- . Aus demselben kam ein heftiger Windstrom, welcher ein Loch i etwa 6 Fuss Durchmesser auf der Oberfläche machte und das sser wie eine kreisförmige Falte um diese Vertiefung hob.

152. Die Wasserhosen zeigen sich, wie Kämtz [2]) erwähnt, ht allenthalben auf dem Meere gleich häufig. Auf der Mitte der quatorialmeere trifft man sie nur da, wo der Passat nicht regel- ssig weht. Sie zeigen sich in niederen Breiten auf dem hohen ere nur in der Region der Calmen, wo entweder Windstillen herr- en oder veränderliche Winde wehen. Aus den meisten ihm be- nnten Beispielen glaubt Kämtz entnehmen zu dürfen, dass sie vor- gsweise in der Nähe hoher und steiler Küsten sich zeigen. Man let sie besonders an der Küste von Guinea, in der Strasse von lacca, im mittelländischen Meere und im rothen Meere. Auch d sie im Canale und im finnischen Meerbusen öfter beobachtet rden.

Horner [3]) hebt in Rücksicht der Wasserhosen folgende Haupt-

---

[1]) Franklin's Werke. Th. II. S. 81; — Kämtz, Meteorologie. Bd. II. S. 547.

[2]) Lehrb. der Meteorologie. Bd. II. S. 545.

[3]) Gilb. Ann. Bd. LXXIII. S. 95.

punkte hervor. Dieselben entstehen meistens bloss in der Nähe des Landes, wo unbeständige Winde und wechselnde Temperaturen herrschen. Sie sind allezeit von örtlichen Gewittern oder mindestens elektrischen Erscheinungen begleitet, erscheinen aber nie bei ausgedehnten Gewittern. Ebenso wenig sind sie jemals Wirkung eines allgemeinen Windes, vielmehr herrscht um sie meistens Windstille. Sie führen, wie die Landtromben, alle von ihnen ergriffenen Gegenstände mit sich fort; und entstehen bald von oben aus den Wolken, bald von unten aus dem Wasser. Ihre Masse besteht nicht aus dichtem Wasser, sondern blos aus Wasserdunst (?). Die Grösse ihres Durchmessers ist von 2 bis 200 Fuss verschieden und ihre Höhe von 30 bis 1500 Fuss.

153. Wenden wir uns nach dieser descriptiven Erörterung zur Theorie der Wettersäulen; so ist zuvörderst nicht zu verkennen, dass dieselben in einer wirbelnden Bewegung der Luft begründet sind. Wir können dies geradezu als ein Factum betrachten, da man bei fast allen Phänomenen, die als eigentliche Wettersäulen charakterisirt und genauer beobachtet sind, eine wirbelnde oder kreiselnde Bewegung wahrgenommen hat, die nicht allein den beigemengten fremdartigen Theilchen, sondern auch der Luft selbst, soweit sie bei der Erscheinung betheiligt war, zukommen musste. Nicht minder sprechen für eine wirbelnde Bewegung der Luft zum grossen Theil die verschiedenen Wirkungen, welche den Wettersäulen eigenthümlich sind. Denken wir uns also die Wettersäule als eine in rotirender Bewegung begriffene Luftsäule, so haben wir, wie bei den oben betrachteten Wirbeln der Orkane, zu beachten, dass die Luft in Folge der Schwungkraft von der Axe nach dem Umfang getrieben werden wird; daher längs der Axe eine Verdünnung der Luft entstehen muss. Demnach haben wir im Centrum der Säule eine Aufsaugung zu erwarten, so dass sowohl die von unten eindringende Luft als auch Körper aller Art in die Höhe gehoben werden. Die in der Nähe der Axe befindlichen Theilchen werden aber, indem sie sich an der rotatorischen Bewegung betheiligen und zugleich aufsteigen, sehr wahrscheinlich eine Bewegung in Schraubenlinien annehmen. Aus der im Innern der Säule vorhandenen Luftverdünnung und der rotatorischen Bewegung der Luft erklären sich die besonderen Wirkungen, welche von vielen Meteoren dieser Art in so auffälliger Weise ausgeübt wurden. Dahin gehört unter Anderem das Ausreissen und Aufheben von Bäumen, das Abheben der

Dächer und der oberen Decken an Häusern, das Aufheben von Fussböden (in Folge des verminderten Luftdruckes), ferner der Umstand, dass in Häusern Thüren und Fenster bald nach aussen, bald nach innen gedrückt und manche weiche Körper, wie Betttücher, Taschentücher, etc. in die Ritzen der Wände so eingetrieben wurden, als ob sie absichtlich hineingestopft wären. Anderes erklärt sich aus der fortschreitenden Bewegung der Säule, die auf verschiedene Weise, so z. B. durch den für sie unüberwindlichen Widerstand des festen Bodens oder anderer festsitzender Objecte, wie auch durch sonstige Luftströmungen, abgeändert werden kann. Indem die fortschreitende Säule sich wechselnd hebt und senkt, geschieht es [1]), das sie an einigen Stellen Bäume ausreisst, an anderen ihnen die Kronen nimmt, und an wieder anderen dieselben gar nicht berührt. Befindet sich die Säule nahe über dem Meere, so wird das Wasser unterhalb derselben, wegen des luftverdünnten Raumes im Centrum, emporsteigen, was, nach Oersted, noch durch die von allen Seiten zuströmende Luft begünstigt werden soll. Da aber wahrscheinlich auch die in dem Wasser enthaltene Luft dem luftverdünnten Raume zustrebt, so wird das emporgehobene Wasser um so mehr schäumen und brausen. Ferner lässt sich sehr wohl denken, dass die emporgehobenen Wassertheilchen, indem sie sich, in Folge der Schwungkraft, von der Axe entfernen, eine aufwärtsgehende Bewegung in Schraubenlinien erhalten, womit sich denn anderseits eine abwärtsgehende verknüpfen kann. Die wirbelnde Bewegung der Säule und die damit zusammenhängende Luftverdünnung im Centrum erklären meines Erachtens zur Genüge die Bildung des Fusses der Wasserhose und das Aufsteigen des Wassers in Wirbel. Muncke [2]) bezweifelt zwar, dass eine blosse Wirbelbewegung ausreichend sei, um das nicht selten der Bildung des Schlauches vorausgehende und nach dem Verschwinden desselben noch fortdauernde Aufbrausen des Wassers daraus abzuleiten, wie überhaupt dasselbe zu grossartig, zu gewaltsam und von einer zu sehr eigenthümlichen Beschaffenheit sei, als dass man es hierauf allein mit genügendem Grunde zurückführen könne. Indessen scheinen mir Muncke's Einwendungen keineswegs triftig. Gibt doch derselbe selbst zu, dass solche mit grosser Vehemenz wirbelnde Luftsäulen,

[1]) s. Oersted: Schuhmacher's Jahrbuch, 1838. S. 228.

[2]) Gehler's physik. Wörterbuch. Bd. X. S. 1718 ff.

die noch oft unglaublich schnell fortschreiten, zur Erklärung der schrecklichen Verheerungen, welche die in Rede stehenden Meteore anrichten, genügen. Beachtet man nun, dass diese verheerenden Wirkungen nicht allein wegen ihrer Gewaltsamkeit, sondern auch wegen mancherlei Eigenthümlichkeiten, die sie darbieten, auf eine wirbelnde Bewegung der Luft hindeuten, dass insbesondere auch die hebende Kraft, die solchen Wettersäulen zukommt, und wegen deren sie auf dem Lande die schwersten Gegenstände emporheben und zum Theil auch eine Strecke weit mit sich führen, auf eine Wirbelbewegung schliessen lässt; so sieht man nicht ein, warum das Wasser hinsichtlich dieser Wirkungen eine Ausnahme machen soll. Allerdings wird es, wegen seines tropfbarflüssigen Aggregatzustandes, Modificationen herbeiführen. Dieser Zustand erlaubt z. B. eine feine Vertheilung und ein zum Theil regelmässiges Aufsteigen in spiralförmiger Bewegung. Die untere Hälfte der Wasserhose besteht wohl, abgesehen von der Luft, grösstentheils aus fein vertheilten Wassertropfen, wahrscheinlich aber zum Theil auch aus blosser Wasserdunst, wobei es fraglich ist, ob der letztere aus der Verdichtung des bereits in der Luft gasförmig vorhandenen Wasserdampfes durch Abkühlung entstanden ist, oder ob derselbe sein Dasein der Verdampfung des Meerwassers durch Vermittelung des Meteors verdankt. Indessen mag beides zugleich stattfinden; denn wenn das Wasser, zunächst in Folge des luftverdünnten Raumes im Centrum der Wettersäule, emporgetrieben wird, so lässt sich denken, dass an der Oberfläche des aufsteigenden Wassers eine Verdunstung geschieht, welche durch die aus dem Wasser hervordringende Luft eine Begünstigung erfahren könnte. Dagegen möchte die Meinung, welche man zuweilen ausgesprochen findet, dass das der Wasserhose zugehörige Wasser nicht aus dem Meere, sondern lediglich aus der Wolke komme, oder dass dasselbe, wenn es ja aus dem Meere stamme, nur in Dampf- oder Dunstform sich der Wettersäule beigeselle, zu verwerfen sein. Als Grund für diese Meinung pflegt man anzuführen, dass, wenn ein Schiff von einer Wasserhose überschüttet werde, das zurückbleibende Wasser stets von süssem Geschmacke sei. Franklin, der in dieser Beziehung viele Erkundigungen eingezogen, habe nur einmal von einem salzigen Regen gehört. Hier ist zu bedenken, dass die Fälle, in denen Schiffe selbst von Wasserhosen betroffen wurden, sehr selten zu sein scheinen, und dass die Regengüsse, welche in Folge dieser Meteore

dieselben fielen, sich erst bei oder nach der Zerstreuung des Phänomens einstellten. Solche Regengüsse müssen natürlich, da sie wirklichen Wolken entströmen, aus süssem Wasser bestehen; und Muncke bemerkt in dieser Hinsicht wohl ganz richtig, dass, sobald sich die Wasserhose trennt, der aus Wasserdunst bestehende Schlauch sich zurückzieht, während das Meerwasser herabsinkt.

154. Um die hebende Kraft der Wettersäulen zu erklären, scheint es nicht erforderlich, die Mitwirkung der Elektricität in Anspruch zu nehmen. Zwar kann eine mit Elektricität beladene Gewitterwolke auf irdische Objecte, die in ihrem Bereich liegen, nach dem bekannten Gesetze der elektrischen Vertheilung (Influenz) wirken, und insofern auch eine wechselseitige Anziehung zwischen ihr und diesen Körpern stattfinden; allein die den Wettersäulen eigenthümlichen Wirkungen können daraus nicht abgeleitet werden, wie denn auch solche Phänomene die gewöhnlichen Gewitter nicht begleiten. Jene elektrische Wirkung möchte, namentlich in Bezug auf das Wasser, eher zu einer baldigen Ausgleichung des elektrischen Gegensatzes, als zu einer dauernden Erhebung der Flüssigkeit führen. Möglich ist es jedoch immerhin, dass die Elektricität in gewisser Weise zu manchen Bewegungserscheinungen des Meteors ihren Beitrag liefert. Auch mögen einige Wirkungen, welche die Wettersäulen mitunter begleiten, Folge elektrischer Entladungen sein, so z. B. das Aufbrechen des gepflasterten oder mit Steinplatten belegten Bodens, was sich allerdings nach bekannten Erfahrungen als eine Wirkung des Blitzes betrachten lässt. Dagegen können Fussböden, unter denen sich, wie in Häusern, Luft befindet, sehr wohl wegen der Luftverdünnung im Centrum der Wettersäule, wenn dieselbe auf ein Gebäude stösst, durch das Uebergewicht der eingeschlossenen Luft gehoben und aufgebrochen werden, was ebenso auch für die Dächer der Gebäude gilt. Ausserdem dürfen wir nicht unbeachtet lassen, dass manche Wettersäulen in ihrer vollen Eigenthümlichkeit und mit verheerender Gewalt hervortraten, ohne dass sie von merklichen elektrischen Entladungen begleitet waren.

Muncke möchte die Bildung des Fusses bei den Wasserhosen ausser von der Elektricität noch von einer Wellenbewegung abhängig machen, welche letztere durch wiederholte Luftstösse entstehen könnte. Es ist wohl möglich, dass sich dem in Rede stehenden Meteore eine solche Bewegung des Wassers beigesellt; allein eine primäre Ursache können wir in derselben nicht erkennen, halten es

vielmehr für wahrscheinlich, dass diese Bewegung sich als wirksamer Factor erst dann einstellt, nachdem durch die wirbelnde Wettersäule das Gleichgewicht des Wassers gestört ist. Man weiss erfahrungsmässig, dass auf einer Wasserfläche die Wellenbewegung in verschiedener Weise veranlasst werden kann, so durch einen Stoss, mag dieser nun durch bewegte Luft oder durch einen festen Körper bewirkt werden. Muncke erinnert an die Wellenbewegung, welche entsteht, wenn man einen Tropfen Wasser auf eine ruhig stehende Wassermasse von einer gewissen Höhe herabfallen lässt. Dabei pflegen Wassercylinder oder -Kegel oder, nach Umständen, nur ein oder einige Tropfen bis zu einer Höhe emporzuspringen, die der des herabfallenden Tropfens beinahe gleich kommt. Indessen ist es sehr fraglich, ob auf solche Weise die Bildung des Fusses bei einer Wasserhose eingeleitet wird, indem etwa unter Mitwirkung der Elektricität eine Wassermasse zum Aufsteigen genöthigt wird, und dann wieder zurückfällt. Betrachten wir hingegen die Wasserhose zunächst als eine wirbelnde Luftmasse, in deren Centrum eine Aufsaugung stattfindet, so wird demzufolge eine gewisse Wassermenge emporsteigen müssen, womit denn auch zugleich die Veranlassung zu einer Wellenbewegung gegeben ist, die nun in ihrer Art zur Gestaltung des Fusses der Wasserhose mitwirken mag. Wir brauchen wohl kaum zu erinnern, dass in einer ruhig stehenden Wassermasse eine Wellenbewegung entsteht, wenn das Gleichgewicht auf die bezeichnete Weise durch Aufsaugung einer gewissen Quantität Wasser gestört wird. — Im Uebrigen verkennt Muncke keineswegs, dass bei den Wettersäulen eine wirbelnde Bewegung der Luft im Spiele ist, was freilich auch, im Hinblick auf das thatsächlich Feststehende, nicht unbeachtet bleiben kann. Sogar Peltier [1]) verkennt diesen Umstand nicht ganz, obschon er die Wettersäulen zum grössten Theil als ein Erzeugniss elektrischer Actionen betrachtet.

155. In Hinsicht auf die erfahrungsmässig sich kundgebende Wirbelbewegung der Wettersäulen erhob sich natürlich die Frage nach der Ursache einer solchen Bewegung: und da machte sich denn zuerst die Ansicht geltend [2]), dass zwei parallele, aber in entgegen-

[1]) L'Instit. Nr. 290. p. 242.; Compte rendu etc 1839. Nov. et Juil.; — Becquerel: Traité experimental d'Electricité et du Magnétisme. Par. 1840.

[2]) Stuart: Philos. Transact. T. XXIII. p. 1077.; Andoque: Hist. de l'Acad. des sciences. 1727. p. 5.; — Musschenbroek: Introductio ad Philos. Natur. T. II. p. 1010. §. 2381 f.

gesetzter Richtung wehende Winde eine oder auch mehrere zwischen ihnen liegende Wolken zusammendrücken, einige Theile derselben durch Zusammenpressen in Wasser verwandeln, und dieselben in eine heftig kreiselnde Bewegung versetzen, während auch sie selbst, die Winde, eine drehende Bewegung annehmen. Abgesehen zuvörderst von der Wolke, die nach dieser Ansicht als bereits vorhanden in Rotation versetzt werden soll, ist es gewiss, dass zwei parallele, aber entgegengesetzt fliessende Luftströmungen bei ihrem Zusammentreffen zu einer Wirbelbewegung Anlass geben können. Auch hat man allerdings, insofern die Wettersäulen niemals Wirkung eines allgemeinen Windes sind, sondern meist da entstehen, wo unbeständige Winde und wechselnde Temperaturen herrschen, daselbst partielle Luftströmungen von verschiedener Richtung, und unter ihnen wohl auch solche zu erwarten, die in parallelen, aber entgegengesetzten Richtungen mit einander in Berührung gerathen. Da jedoch nicht selten Wettersäulen zur Erscheinung kommen, während in der unteren Region der Atmosphäre Ruhe herrscht, so müssen jene Luftströme in den oberen Regionen einander treffen. Der Wirbel entsteht dann oben und verbreitet sich nach unten. Sobald nun derselbe entstanden ist und von unten her Luft aufsteigt, wird der in ihr enthaltene Wasserdampf in dem oberen Theile des Wirbels zu einer Wolke condensirt werden. Indessen kann, wenn der rotirende Luftcylinder eine beträchtliche Höhe hat, auch in dem Moment, wo in dem oberen Theile eine Condensation des Wasserdampfes stattfindet, die höhere kältere Luft in den luftverdünnten Raum herabsinken. Natürlich wird der condensirte Wasserdampf sich an der rotirenden Bewegung betheiligen müssen, indem er vermöge der Schwungkraft von der Rotationsaxe entfernt wird. Endlich kann auch die Wolkenbildung sofort mit der Entstehung des Wirbels aus den beiden entgegengesetzten Luftströmungen gegeben sein. Beim Zusammentreffen der letzteren wird um so weniger eine Condensation des Wasserdampfes ausbleiben, je heftiger diese Ströme sind, je grösser ihr Dampfgehalt, und je ungleicher ihre Temperatur ist. Die elektrischen Erscheinungen, welche die Wettersäulen begleiten, haben wir lediglich als Folgen der Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes zu betrachten.

156. Im Uebrigen erkennt man, dass eine wirbelnde Bewegung der Luft, je nach der Richtung der Luftströme, auch zuerst in der Tiefe beginnen kann, wo dann die Wettersäule in die Höhe

steigt [1]). Es lassen sich hierher die Fälle rechnen, in denen d Fuss der Wasserhose zuerst (vor dem Herabsinken des Schlauch aus der Wolke) oder allein gebildet wird. Ausserdem wird auc abgesehen von dem Zusammentreffen entgegengesetzter, aber para leler Luftströmungen, eine Wettersäule entstehen können, inde eine kalte Luftmasse aus der Höhe herabsinkt. Weht in den obere Regionen ein nach irgend einer Seite gerichteter Wind, so wi die herabsinkende Luftmasse sich noch nach dieser Richtung for bewegen, so dass denn durch das Zusammentreffen derselben m der ruhenden Luft in der Tiefe eine wirbelnde Bewegung bewirk werden kann. Kämtz [2]) macht hiervon eine Anwendung auf d Sandhosen, die von Reisenden in den asiatischen und afrikanische Wüsten beobachtet worden sind. So sah Bruce [3]) in der nubische Wüste mehrere hohe Sandsäulen, die sich bald sehr schnell, bal mit majestätischer Langsamkeit bewegten. Stephenson [4]) sah in In dien derartige Säulen sich bis zu 60 und 100 Fuss Höhe erhebe und einen Durchmesser von 12 Fuss erreichen. Aehnliche Sand wirbel bemerkte auch v. Humboldt [5]) in den Steppen von Südamerik Man sieht die Erscheinung an windstillen Tagen, während die Sonn den Boden beträchtlich erhitzt, zunächst am Boden auftreten, woraus sich allerdings nicht entnehmen lässt, dass das Meteor an der Erd oberfläche seinen Anfang nimmt; denn die wirbelnde Bewegung, in sofern sie von oben herabkommt, kann bei mangelnder Condensatio des Wasserdampfes in der Höhe nicht eher sichtbar werden, al bis sie den Sand wirbelnd emporhebt. Kämtz ist nun der Meinung dass der in Folge des stark erhitzten Bodens aufsteigende heiss Luftstrom ein labiles Gleichgewicht erzeuge, so dass dünnere Luf in der Tiefe, dichtere in den höheren Regionen der Atmosphär eine Zeit lang verweilen könne. Später stürzen kältere Luftmasse in die Tiefe und gewinnen eine wirbelnde Bewegung.

Indessen giebt es solche Sandwirbel auch in Europa. Hamilton [6]) erzählt von zwei Wirbelwinden, die er bei seiner Besteigung de

---

[1]) s. Kämtz, Meteorol. II. S. 545 f.

[2]) s. a. O. S. 552.

[3]) Reisen. IV. S. 556.

[4]) Biblioth. univ. 1836. Nov. p. 155.

[5]) Tableau de la nature. T. I. p. 43 et 177.

[6]) Philos. Transact. 1795. p. 78.; Gilb. Ann. Bd. VI. S. 80.; Muncke Gehler's Wörterb. Bd. X. S. 1637.

'esuvs im Juni des Jahres 1794 beobachtete. Einer derselben, elcher ihm am nächsten war, hob unter einem sonderbaren Geusche eine Menge feiner Asche empor und bildete daraus eine iralförmig gewundene Säule, die wirbelnd gegen den Berg Somma trieben wurde, wo sie auseinanderbrach und ihren Inhalt fallen es. Wirbel ähnlicher Art hat man nicht selten auf grossen Landrassen bemerkt. Bekannt ist die Erscheinung, dass im Sommer heiteren, mitunter ganz windstillen Tagen plötzlich Staub, Sand . dgl. in stark wirbelnde Bewegung geräth und manchmal zu einer edeutende Höhe emporgehoben wird. Es liegt nahe, hierbei an nen Einfluss der Elektricität zu denken, da auch nicht selten, enn dieses Phänomen eintritt, einzelne Wolken an dem sonst heiren Himmel zu sehen sind, die jedoch nicht ohne Weiteres als gentliche Gewitterwolken betrachtet werden dürfen. Häufig treten iche Erscheinungen auf, ohne dass Gewitter nachfolgen, während e anderwärts ausbleiben, obschon es an Gewittern nicht fehlt, wie an auch zu beachten ist, dass gar viele dieser Phänomene ohne e Spuren von elektrischen Entladungen kommen und gehen. lbst in den Fällen, in welchen Gewitter nachfolgen, kann nicht hauptet werden, dass der Ursprung des vorausgegangenen Wirbels der elektrischen Einwirkung von Gewitterwolken liege. Wohl er kann derselbe Zustand der Atmosphäre, welcher an bestimmten rten jene Wirbel zur Folge hat, auch weiterhin eine Gewitterbilng bedingen, oder doch mit einer solchen in einem gewissen Zuammenhange stehen. Dass im Sommer nach heiteren, heissen agen nicht selten Gewitter eintreten, ist eine bekannte Erfahrung.

Hervorzuheben ist noch, dass in ähnlicher Weise, wie herabinkende kältere Luftmassen, auch warme aufsteigende Luftströme rotatorische Bewegung versetzt werden können. Dass ein aufteigender Luftstrom überhaupt zu einer Wirbelbewegung Anlass ben kann, bezeugen die bei Waldbränden und windstiller Luft ntstehenden heftigen Wirbelwinde, wie man dergleichen an verchiedenen Orten, namentlich in Nordamerika, beobachtet hat. Man rkennt indess, dass hier im Wesentlichen derselbe Fall vorliegt, ie da, wo die Luft in Folge einer starken Erhitzung des Bodens urch Einwirkung der Sonnenstrahlen zu einem aufsteigenden Strome enöthigt wird.

157. Bei dieser Gelegenheit wollen wir unsere Aufmerksamkeit den heissen Winden zuwenden, die als locale Winde der Wüsten

wahrscheinlich, zum Theil wenigstens, in der Form von Wirbelwinden auftreten, und ihren Ursprung der starken Erhitzung der Luft in den vegetations- und wasserleeren Wüsten verdanken. Manche von ihnen verrathen noch in grösserer Entfernung von ihrem Ursprungsorte den letztern: sowohl durch ihre hohe Temperatur, als auch namentlich durch die Menge feiner Staub- und Sandtheilchen, die sie mit sich führen. Sehr bekannt sind die Wüstenwinde Asiens und Afrikas geworden, über deren schädliche Wirkungen in früherer Zeit sehr übertriebene Schilderungen in Umlauf waren. Es gehört hierher der Bhad-Samum, schlechthin Samum oder bei den Türken Samiel (von Sam, giftig (heiss), und Yel, Wind) genannt, der sich auf dem westlichen asiatischen Continent, namentlich im steinigen Arabien, bemerklich macht [1]). Derselbe weht wirbelartig in den Monaten Juni, Juli und August, am schlimmsten im Juli, meistens am Tage. Doch soll er niemals länger als 15 Minuten dauern. Ferner gehört hierher der Chamsin in Aegypten, der hier innerhalb der 50 Tage weht, die auf die Nachtgleichen folgen, woher denn auch sein Name stammt, der in der koptischen Sprache so viel als funfzig bedeutet [2]). Drittens ist hierher zu rechnen der Harmattan (von aberrahman: wehen, und tah: Unschlitt, Talg, weil sich die Neger gegen den Einfluss dieses Windes durch Beschmieren ihres Körpers mit Fett zu schützen pflegen), weht auf der Westküste Afrikas, namentlich in Senegambien, und stammt wie der Chamsin aus der Sahara. Diese Wüstenwinde sind alle durch eine hohe Temperatur und durch eine grosse Menge mitgeführten Sandes und Staubes charakterisirt, woraus sich ihre Wirkungen auf die vegetabilischen und thierischen Organismen hinlänglich erklären. Natürlich muss die trockne Hitze solcher mit feinem Sande beladenen Winde sowohl auf den Verdunstungsprocess der Pflanzen, als auch auf die Ausdünstung und Respiration des thierischen Organismus einen bedeutenden Einfluss ausüben, womit sich manche secundäre Wirkungen verknüpfen. Als die unangenehmste Wirkung dieser Winde hebt Burkhardt [3]) das Gefühl mangelnder oder gehemmter Ausdünstung hervor. Wiewohl nämlich durch die grosse Hitze die Ausdünstung des Körpers sehr gesteigert wird, so wird doch auch

[1]) Gotha'sches Magazin. Th. IV. S. 38,
[2]) Russegger, Reisen. 1841.
[3]) Reisen in Nubien. 1820. p. 360 ff.

r hervortretende Schweiss, weil die Luft sehr trocken ist, sofort weggenommen, und daher jenes Gefühl erzeugt. Es ist ersichtlich, dass die Wirkungen der heissen Winde sich, je nach der Beschaffenheit der Gegenden, über welche sie hinziehen, modificiren können. Obschon diese Winde durch ihre trockene Hitze und die ihnen beigesellten feinen Sandtheilchen Menschen und Thieren nicht nur sehr lästig werden, sondern auch bei längerem Verweilen in ihnen Verderben bringen können, so hat man denselben doch auch einen günstigen Einfluss zuerkannt, nämlich insofern, als sie fauligte und ansteckende Krankheiten verhindern sollen, wenn sie nicht etwa von sumpfigen, mit anhaltend stagnirendem Wasser bedeckten Gegenden herkommen.

Gestützt auf die Angaben vieler Reisenden hat Kämtz die Richtung der heissen Winde an verschiedenen Orten genauer bestimmt. In Unterägypten kommt der heisse Wind aus SSW. und SW., in Tor am Meerbusen von Suez aus dem steinigen Arabien, dahin aus NO., in Mecca aus der Wüste Nedsched (aus O.), in Bassora aus N., in Bassora aus NW., in Bagdad aus W. und in Syrien aus SO., also allenthalben aus den Wüsten westlich vom Euphrat. In Benowa kommt der heisse Wind nordöstlich aus der Sahara, und daher am Senegal. Auch an den Küsten Guinea's lässt sich deutlich erkennen, dass hier der heisse Wind aus der eben genannten Wüste kommt. An der Goldküste weht derselbe aus NO., am Cap Lopez und dem Strome Gabbon aus NNO., auf der Insel Annobon aus OSO.

158. Den im südlichen Italien unter dem Namen Sirocco bekannten heissen Wind betrachtet man gewöhnlich als eine Fortsetzung des aus der afrikanischen Wüste kommenden Windes (Harmattan). Auf dem Wege über das mittelländische Meer soll er zum Theil seine ausserordentliche Trockenheit, nicht aber seine grosse Hitze und erschlaffende Wirkung auf den menschlichen Organismus verlieren. An der afrikanischen Küste weht der Sirocco, nach Esquière [1]), meist im Herbste, dauert selten über drei Tage, ist sehr heiss und bringt viel Sand aus der Wüste, der den Pflanzen verderblich ist. Auch den im südlichen Spanien in der Mancha und Andalusien, namentlich in Sevilla und Cadix herrschenden heissen Wind, der aus SO. und S. weht, und unter dem Namen Solano

[1]) Briefe aus dem Mittelländ. Meere. Weimar 1821. S. 30.

bekannt ist, betrachtet man insgemein als eine Fortsetzung des Harmattan. Anderer Meinung ist Kämtz [1]). Nach ihm rührt die Hitze dieser Winde, nämlich des Sirocco in Italien und Sicilien, von den trocknen Felsen des letztgenannten Landes, und die des Solano von den trocknen Ebenen Andalusiens her. Sollte aber der Sirocco wirklich in Afrika seinen Ursprung haben, so müsste sich derselbe doch, wie Kämtz meint, nothwendig auf dem mittelländischen Meere abkühlen, und dann in den trocknen und von der Sonne stark erwärmten Gegenden des südlichen Italiens und Siciliens von Neuem erhitzen. Dagegen ist Muncke [2]) der Meinung, dass die bezeichneten Gegenden nicht gross genug seien, und auch wegen der Nähe des Meeres sich nicht so stark erhitzen, als erforderlich sei, um den Sirocco in Neapel zu erzeugen. Sodann möchte Muncke auch die gewöhnliche Annahme, dass der Sirocco bei seinem Hinstreichen über das mittelländische Meer feucht werde, in Zweifel ziehen, da er vielmehr, hoch über demselben hin wehend, seinen Zustand erschlaffender Hitze beibehalten könne, was sich allerdings denken lässt. Eine hohe Temperatur könnte er ungeachtet seines Zuges über das Meer behaupten, und sogar auch noch, trotz der Aufnahme von Wasserdämpfen, den Eindruck eines trocknen Windes machen. Dabei bleibt jedoch möglich, dass die stark von der Sonne erhitzten Gegenden Siciliens und Italiens einen steigernden Einfluss üben.

Indessen wollen wir hier nicht unerwähnt lassen, dass die an den Küsten des mittelländischen Meeres im Sommer herrschenden nördlichen Luftströmungen (die etesischen Winde der Alten: ἐτησιαι βορέαι) sehr wahrscheinlich eben so wenig, wie die im Winter daselbst vorwaltenden südlichen Winde, irgend etwas mit der Sahara zu schaffen haben. Man hat nämlich daran gedacht und denkt wohl hie und da noch daran, dass jene Ströme darin begründet sein möchten, dass sich im Sommer über der erhitzten Sandfläche der Sahara ein Luftstrom erhebe, der ein Herbeiströmen der kälteren Luft über dem Meere (in nördlicher Richtung) bedinge, wogegen im Winter die Luft über dem lockeren, viel Wärme ausstrahlenden Sande der Wüste die kühlere sei, und daher nach dem wärmeren Meere (aus südlicher Richtung) fliesse. Es ist jedoch kaum zu be-

---

[1]) Meteorol. I. S. 277.

[2]) Gehlers physik. Wörterb. Bd. X. S. 1927 f.

weifeln, dass jene nördlichen Winde entstehen, indem das mittelndische Meer im Sommer in die Verlängerung des Passates genommen wird. Während unseres Sommers rückt die Region r Calmen (Nr. 120 f.) und mit ihr die Passatzone am weitesten nach rden, so dass es eben nur die unten nach der Stelle der Luftrdünnung (Calmenregion) fliessende Luft ist, welche die nördlichen nde des Mittelmeeres bedingt. Im Winter, wo diese Region weiter dwärts gelegen ist, befindet sich das genannte Meer ausserhalb r Passatzone, und es ist nun der, jetzt früher, von oben herabmmende Aequatorialstrom, der den im Winter dort überwiegenn Südwind zur Erscheinung bringt.

Dove [1]) hat hervorgehoben, dass die Wiege unserer südlichen inde nicht die Sahara, sondern Westindien sei. Es kommt nämlich e Luft, welche unter dem Aequator aufsteigt, von Punkten grösrer Rotationsgeschwindigkeit, und erfährt deshalb; je weiter sie ch den Polen vordringt, eine desto grössere Ablenkung. Weit rkommende Südwinde werden daher auf der nördlichen Erdhälfte est, eben so wie weit herkommende Nordwinde zuletzt Ost. ndarum wird aber auch Luft, welche über Afrika aufsteigt, er Asien als Europa treffen. — Wenn, bemerkt Dove ferner, e Kraft einer andauernden Kälte plötzlich durch einen heftigen uwind gebrochen wird, so denkt man an Afrika, weil dieser rocco als Südost beginnt. Indessen folge aus der von ihm gebenen Wirbeltheorie der Stürme diese Richtung unmittelbar, eben wie der Grund dafür, dass ihr Aequatorialursprung im westindichen Meere sich in den unteren Schichten der Atmosphäre nicht rch ein ununterbrochen zusammenhängendes Fortrücken nachtsen lasse, weil nämlich nur der in den oberen Passat hineingende Theil des Wirbels sich unmittelbar von den Antillen nach ropa hinbewegt, während der untere, wie Redfield gezeigt hat d wovon die Gründe leicht aus der bezeichneten Theorie folgen, nkrecht auf der Richtung des unten herrschenden Passats, d. h. n SO. nach NW. fortschreitet.

159. Der sog. Föhn [2]), welcher als ein südlicher (resp. SSO.)

---

[1]) Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde etc. 1852. S. 17.

[2]) Nach Roeder (Graubündener Jahresbericht III. S. 55 ff.) stammt der me von Phönix oder Phoeniciäs. Schon die Alten unterschieden die vier Weltgenden und nach diesen die Haupt- und Nebenwinde. Der Föhn ist ein aus

Wind die Alpen übersteigt und in einige Schweizerthäler sich herabstürzt, wird insgemein als eine Fortsetzung des Sirocco angesehen. Beim Herannahen des Föhns werden die Pflanzen welk, während die Menschen eine ähnliche Erschlaffung fühlen, wie sie der Sirocco mit sich bringt. Seine Dauer ist sehr verschieden, beträgt zuweilen nur wenige Stunden, zu anderen Zeiten acht und mehr Tage. Am häufigsten soll er im Frühjahr und Herbst, seltner im Winter und noch seltner im Sommer wehen. Im Frühjahr bewirkt er ein ungewöhnlich schnelles Schmelzen des Schnees. Seine Stärke ist eben wohl zu verschiedenen Zeiten sehr ungleich. Manchmal tritt er mit zerstörender Gewalt auf, so dass Bäume entwurzelt und Dächer fortgerissen werden. Wenn er herankommt, entstehen an einzelnen Stellen, besonders an der Nordseite der Gebirge, grössere und kleinere Wolken, die sich heftig bewegen, und bald verschwinden, bald wieder erscheinen. Kurz vor dem völligen Ausbruche des Föhns soll, nach den von Lusser [1]) in Altorf mitgetheilten Beobachtungen, gewöhnlich Nordwind eintreten, der indess vor dem Föhn zurückweiche, wie man deutlich an den Nebeln erkenne, die zugleich mit zurückgetrieben würden und sich an der Grenze beider Winde hoch aufthürmten. Das erste Auftreten des Föhns ist, wie sich erwarten lässt, gewöhnlich mit einem Steigen des Thermometers und einem Fallen des Barometers verbunden. Während seiner Dauer bleiben beide Instrumente meist unverändert. Mitunter bilden sich auch, wenn der Föhn zur Herrschaft gelangt ist, in den höheren Regionen der Atmosphäre Gewitterwolken, die sich aber öfter in starke warme Regen, ohne von elektrischen Entladungen begleitet zu sein, auflösen. Wird endlich der Föhn durch den Nordwind verdrängt, so entstehen zunächst, aus der Mischung der ungleich temperirten Luftmassen, meist Niederschläge; die Luft wird kühl: das Thermometer sinkt, während das Barometer steigt, und es folgt nun auf längere Zeit heiteres Wetter. Uebrigens sind die Wirkungen des Föhns nicht blos auf die Schweiz beschränkt; derselbe machte sich auch noch im südlichen Deutschland geltend, zwar mit geringerer Heftigkeit, aber ohne seinen erschlaffenden Einfluss ganz eingebüsst zu haben.

SSO. wehender Wind (zwischen Eurus und Notus), von dem man annahm, dass er nach Griechenland und Italien aus dem alten Phönicien herkomme.

[1]) Allg. Schweizer Naturw. Anz. 1820. April; Gilb. Ann. Bd. LXVI. S. 117.

Wie den Föhn hat man häufig auch den im südlichen Frankich wehenden Mistral (Magistral, Meistre, Mistraou, vent de rs) als eine Fortsetzung des Sirocco betrachtet; nach Fournets [1]) nauern Untersuchungen verhält es sich jedoch ganz anders da-. Der Mistral ist ein meist trockner, sehr heftiger NW., mitunter n nach N. übergehender Wind, der vom Lande über den Meerien von Lyon herabweht, weiter über den Hafen Mahon auf orca hinstreicht und als eigentlicher Nordwind nach Algier gegt. Bei grosser Heftigkeit dauert er nur einen oder etliche Tage, geringerer dagegen zuweilen mehrere Wochen. Dem Mistral eint der Gallejo in Spanien zu entsprechen. Eben hierher chte die Bora in Istrien und Dalmatien gehören, ein nördlicher r nordöstlicher Wind, der im Winter, namentlich zu Triest, mehrere Tage mit grosser Heftigkeit weht, und gewöhnlich aus n Herabsinken kälterer Luftmassen in wärmere abgeleitet wird.

160. Heisse Winde, die mit den oben (Nr. 157) betrachteten einigen wesentlichen Merkmalen übereinstimmen, finden sich noch verschiedenen anderen Gegenden der Erde, hervorgehend ohne eifel aus ganz ähnlichen Bedingungen, nämlich in Folge der bechtlichen Erhitzung grösserer Striche durch die Sonne. Erwähnt n hier die heissen Winde im südlichen Russland, ferner die am tlichen Ende der Wüste Kobi [2]), in einigen Gegenden Hindostans, auf den Llanos und Prairien Amerikas [3]) nach anhaltender Dürre.

Das Gegenstück zu solchen heissen Winden bilden die schneid kalten, meist trocknen Winde, die im hohen Asien, namentn in Tibet, im Winter oft mehrere Tage aus N. und NO. wehen, r sturmartig auftreten und in diesem Falle Buranen heissen. gen ihrer Kälte und Trockenheit bewirken sie ein Aufspringen Gesichtshaut und ein Reissen der Meubles. Ferner gehören ber die schneidend kalten Winde, die während des Sommers nter in der Wüste von Beludschistan wehen, meist von heftigen engüssen begleitet sind, und die Luft durch den aufgewirbelten d sehr verfinstern. Dieselben dauern etwa eine halbe Stunde, tehen nach vorausgegangener drückender Hitze, und bringen n Gegenden auf einige Zeit Kühlung. Höchst wahrscheinlich

[1]) Rercherches sur la distribution des Vents dominants en France. 1841.
[2]) Ritters Erdkunde. I. S. 498.
[3]) Humboldt, Voyage. T. VI. p. 93.

bildet sich hier in Folge der starken Einwirkung der Sonne eine Stelle verminderten Luftdruckes, der dann entferntere kältere Luftmassen zuströmen. Verderblicher noch wegen ihrer grossen Heftigkeit und Dauer sind die, unter dem Namen Wiuga bekannten [1]), kalten Stürme der russischen Steppen, die mehrmals im Jahre in Begleitung starker Schneegestöber, meist 2 bis 3 Tage, toben.

Man erkennt, dass kalte Luftströmungen localer Art auf verschiedene Weise herbeigeführt werden können; einmal nämlich so, dass Luftmassen aus kalten Gegenden in horizontaler Richtung nach solchen strömen, wo die Luft vermöge starker Einwirkung der Sonne verhältnissmässig verdünnt ist, und zweitens dergestalt, dass kältere Luft aus der Höhe in die wärmere, dünnere Luft der Tiefe herabstürzt, wie dies z. B. stattfinden kann, wenn mit Eis und Schnee bedeckte Bergkuppen oder mit Gletscher erfüllte Thäler die Luft beträchtlich abkühlen, die dann je nach der Höhe dieser Localitäten und dem Maasse der Abkühlung (im Vergleich zur Luftverdünnung unten) mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit in die Tiefe hinabsinken wird. Wenn sich dagegen die Luft über einer ausgedehnten Eisfläche oder über dicht zusammengedrängten Eismassen wie dieselben in der Form des sog. Packeises vorkommen, beträchtlich abkühlt, so wird diese Luft von den Eismassen aus längs der Erdoberfläche hin abfliessen, während wahrscheinlicher Weise von oben herab dem Eise wärmere Luft zuströmt. Natürlich wird nun der vom Eise herkommende Wind gegen einen anderen, der demselben zuweht, einen hemmenden Einfluss üben, wie denn auch denkbar ist, dass selbst ein gegen das Eis gerichteter Sturm in seiner Intensität bedeutend geschwächt werden kann, so dass er auf der entgegengesetzten Seite des Eises entweder gar nicht oder doch viel schwächer und erst später, als es sonst der Fall sein würde, bemerklich wird. Scoresby hat in den Eismeeren den Kampf des vom Eise herkommenden Windes mit einem anderen entgegenwehenden öfter beobachtet.

161. Nach dem Vorstehenden kann es nicht befremden, dass Gebirgsthäler, namentlich wenn sich in denselben den ganzen Sommer hindurch Eis erhält, zu kalten Winden Anlass geben. Solche Winde finden sich häufig in den längeren Thälern, die auf der Nord-

---

[1]) Kohl: Magazin für die Literatur des Auslandes; Berghaus, Annal. 1839. Decbr. S. 277.

der Gebirge von Querthälern unterbrochen werden. Gelegentlich
wir hier der periodischen Thalwinde gedenken, die in vielen
ländern, in Engpässen nicht selten mit Heftigkeit, vorkommen.
ömt aus dem Münsterthale im Elsass jeden Abend nach wind-
und warmen Tagen ein kalter Wind in die Ebenen von Col-
ærner der sog. Pontias in die Gegend von Nyons im Departe-
der Drome, während der Aloup-de-vent im Thale der Bre-
, westlich von Lyon, herrscht. Diese Winde wehen bis zum
ge der Sonne, wo sie schwächer werden und nach einigen
n ganz aufhören. Ferner gehört hierher der vom Jura sich
türzende kalte und heftige Wind, der sich gegen 5 Uhr Abends
m Neuchâteler- und Bielersee bemerkbar macht, jedoch schon
Uhr wieder aufhören oder doch viel schwächer werden soll.
nt ist auch die kalte Luftströmung, die am Ausgange des
rthales, besonders nach heiteren und windstillen Tagen, sehr
g hervortritt und aus den gegen den Neckar hin fallenden
n zum Flusse herabkommt, wo sie mit dem letzteren eine
nstimmende (östliche) Richtung annimmt, die beim Austritte
m Thale nordöstlich wird. Auch anderwärts noch hat man
aus Thälern in die Ebenen herabwehende Winde wahrgenom-
besonders heftig in engen und von grossen Höhen sich herab-
den Thälern. Bemerkenswerth ist aber, dass an vielen der-
a Localitäten zu verschiedenen Tageszeiten entgegengesetzte
römungen vorkommen, und zwar meist so, dass während der
ren Tagesstunden der Wind thalaufwärts, des Abends und
nd der Nacht hingegen thalabwärts geht. Jene Strömung pflegt
lenn wol den Unterwind, die zweite kältere, von der im Vor-
den die Rede war, den Oberwind zu nennen. Mit steigender
erhebt sich nämlich am Tage die wärmere Luft (als Unter-
, wogegen in den Abendstunden die oben erkalteten Luftmassen
Tiefe sinken. So erscheint z. B. bei Roche im unteren Rhone-
wie auch in dem grossen Thale der Maurienne, der Unterwind
des Morgens um 9 Uhr und dauert bis zum Abend. Es ist
zu erkennen, dass auf diese Luftströmungen die Jahreszeiten
elbst die herrschenden Witterungsverhältnisse einen gewissen
ss üben müssen. So hat man die Erfahrung gemacht, dass
Winter mit seinem Schnee den während der Nacht bestehenden
ind zu Nyons und Maurienne begünstigt, der Sommer hin-
mehr den am Tage wehenden Unterwind zu Maurienne. In

den kürzesten Sommernächten soll der oben erwähnte Pontias zu bleiben, weil dann das erhitzte Thal nicht Zeit habe, sich hinlän lich abzukühlen. Besonders bedeutsam für das Auftreten dies Winde muss die Gestaltung und sonstige Beschaffenheit der Thäle namentlich ihrer oberen Theile, im Verhältniss zu den unten liege den Ebenen sein. Schon Fournet hat auf die ungleiche Erwärmun und Abkühlung der Luft über Ebenen und Thäler hingewiesen u bezüglich der letzteren hervorgehoben, dass dieselben, namentli wenn sie an ihren Erweiterungen von ausgedehnten Felswänd umgeben sind, durch die Wirkung der Sonnenstrahlen auf diese se bedeutend erhitzt werden, dann aber auch, nach Wegfall der e wärmenden Ursache, eine sehr beträchtliche Erkaltung erfahr müssen, indem die erwärmte Luft aufgestiegen sei und die umgeben kalte alsdann desto energischer in den verdünnteren Raum eindrin Dass endlich solche locale Winde auf die allgemeineren herrschend Luftströmungen modificirend einwirken, aber auch durch diese mitun mehr oder weniger vollständig verdeckt werden können, ist an sich kl

162. Schliesslich wenden wir unsere Aufmerksamkeit no einigen ganz localen Verhältnissen, nämlich den Windhöhlen od Wetterlöchern zu, deren Erklärung uns auf dasselbe Princ zurückführt, welches wir im Anfange unserer Betrachtungen üb die Winde hervorgehoben haben.

Die Windhöhlen oder Wetterlöcher, meist in höheren Geb gen vorkommend, sind durch kalte Luftströmungen charakterisi die aus ihnen mit grösserer oder geringerer Heftigkeit hervorb chen. Häufig finden sich die Windhöhlen in Italien, so am Mon testaceo zu Rom, auf der Insel Ischia, am Hügel bei San Maria im Monte Eolo bei Terni im Kirchenstaate, bei Chiavenna und b Caprino unweit Lugano. Die meiste Beachtung unter ihnen fa die Höhle des Monte Eolo, deren Eingang ein altes verfallenes Th schliesst, durch dessen Spalten der Wind mit vielem Getöse heraus bläst. Das Brausen hört aber auf und der Wind bläst minder h tig, wenn das Thor geöffnet wird. Die Höhle ist von grosser We und zieht sich abschüssig in die Tiefe des Felsens hinein. D eigentliche Windgrotte liegt im Hintergrunde dieser ersten Höh aus welcher ein besonderer, nicht allzubreiter Eingang zu derselb führt. Untersucht wurde sie von dem Engländer Matthiews, d die Wände aus einem dichten Kalkstein bestehend fand, welcher hreren Stellen mit Tropfstein überzogen war. Verschiede

steile Abhänge und Tiefen, die wahrscheinlich alle miteinander in Verbindung stehen, wagte Matthiews nicht zu untersuchen. Einige Bewohner der nächstgelegenen Landhäuser benutzen, wie erzählt wird, den aus dem Berge strömenden Wind, der gerade während der grössten Sommerhitze am kältesten ist, zur Abkühlung der Zimmer, zu welchem Behufe in den letzteren Gypsköpfe mit weit geöffetem Rachen angebracht sind, die mit dem Aeolsberge durch Röhren in Verbindung stehen, so dass aus ihnen der kalte Luftstrom in das Zimmer bläst. Durch Hähne kann, je nach dem Bedürfniss, der eindringende Luftstrom abgeschlossen oder zugelassen werden. Im Sommer bläst also kalte Luft aus dem Berge heraus; umgekehrt verhält es sich im Winter, wo die äussere Luft in die Höhle hinein zieht. Bei den meisten anderen Windhöhlen hat man Gleiches beobachtet.

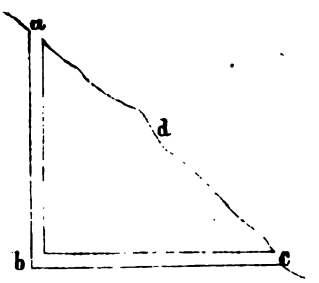
Die eigentlichen Windlöcher sind Stellen, wo nicht durch eine grössere Oeffnung, sondern vielmehr durch Ritze und andere unscheinbare Oeffnungen während des Sommers ein kalter Wind aus dem Boden hervordringt. Man findet dieselben häufig in den Schweizer-Gebirgen, wo die Bewohner an solchen Punkten Hüttchen aufbauen, um darin Milch und Fleisch vor Säuerung und Fäulniss zu schützen. In der Nähe des Vierwaldstättersees soll es (oberhalb Seelisberg) unzählige Windlöcher geben. In grosser Zahl kommen sie vor auf der Alpe Emmaten, im Isenthal, in der Musenalp, am Eingange des Kleinthales im Mättli, im Schächenthal und anderwärts. An allen diesen Orten trifft man die Windlöcher am Fusse einer mehr oder weniger hohen Schutthalde an, die sich meist an eine steile Felswand anlehnt, und von deren Verwitterung herstammt. Das Gestein selbst ist ohne Einfluss auf die Erscheinung; man findet solche Halden an den Granit-, Kalk- und Nagelfluhbergen. Die Stellen, wo die Windlöcher vorkommen, sind leicht kenntlich an dem sparsamen Pflanzenwuchse. Der Boden ist um die Mündung herum meist mit Moos bekleidet, das ein schwärzliches Aussehen hat, und nur leicht aufliegt. Die erwähnten Milchhäuschen werden mit der Rückseite in die Felstrümmer hineingebaut, so dass aus dem Bergabhang selbst oder aus den Zwischenräumen der vor dieselben gestellten mörtellosen Mauer die kalte Luft in das Innere tritt [1]).

---

[1]) Bemerkungen über die Wetterlöcher und natürlichen Eisgrotten in den

163. Die physikalische Theorie der Windhöhlen und Wind löcher ist in den wesentlichen Punkten bereits von de Saussur Pictet und Parrot gegeben. Man weiss, dass in einem Schachte, d am Abhange eines Berges bis zu einer gewissen Tiefe reicht un mit einem horizontalen zu Tage gehenden Stollen in Verbindu steht, ein beständiger Luftzug beobachtet wird, dessen Existenz sic leicht erklären lässt. Erinnert sei, dass in der Erdrinde die äuss ren Temperaturschwankungen mit wachsender Tiefe immer mel abnehmen und endlich ganz verschwinden; es wird eine Schicl constanter Temperatur erreicht, die mit der mittleren des Or tes nahe übereinstimmt (S. 99 ff., 108 f., 118 ff.). Bekannt is auch die damit zusammenhängende Constanz der Temperatur i tiefen Kellerräumen. Gesetzt nun, es bleibe die Temperatur i Berge, wo das bezeichnete Rohr sich befindet, das ganze Jahr hi durch sich gleich, oder es herrsche daselbst die mittlere Temper tur des Ortes; dann wird währe der wärmeren Jahreszeit die äusse Luft zweifellos wärmer sein als d in dem Rohre befindliche. Die le tere wird als die dichtere, schwere aus der unteren Mündung (c) d Rohres herausströmen, während de oben (bei *a*) wärmere eindringt, jedoch an den Wänden des Roh sich abkühlt und daher gleichfa herabsinkt, um bei *c* herauszutreten. Dagegen wird im Winter, die äussere Luft kälter als die Wandung des Rohres ist, die ein schlossene Luft, wie in einem erwärmten Schornsteine aufsteig und dafür unten (bei *c*) die kältere Luft einströmen, also zu die Jahreszeit im Rohre eine Luftströmung statttinden, die der im So mer entgegengesetzt ist. Beide Strömungen aber, sowohl die a als abwärtsgehende, werden am lebhaftesten sein, wenn der Unt schied der Temperatur und des Gewichtes der inneren und äus ren Luft am grössten ist, also zur Zeit der intensivesten Sommerhi und Winterkälte. Ruhe kann nur eintreten, wenn die Tempera

Fig. 15.



Schweizer Alpen auf Veranl. der naturf. Gesellsch. in Zürich gedruckt. 1838.
Physikalisches Lexicon, 2. Aufl. beg. von Marbach, fortges. von Cornelius, Bd. Art. Höhlen. S. 886 ff.

ausserhalb und innerhalb dieselbe ist, was im Frühling und Herbst zu gewissen Zeiten statthaben wird.

Ebenso nun wird es sich verhalten, wenn wir uns anstatt des Rohres *abc* eine beliebig gestaltete Höhlung oder ein System von Höhlen denken, die untereinander in Verbindung stehen und mit der Atmosphäre durch zwei Oeffnungen (eine obere und untere) communiciren. Erforderlich ist noch zur Entstehung einer Windhöhle, dass die untere Oeffnung im Verhältniss zur innern Weite und Erstreckung der Höhle nicht zu weit sei, da sonst eine allmälige Ausgleichung der Temperaturen ohne bedeutende Luftströmung geschehen könnte.

Was die Windlöcher insbesondere betrifft, so haben wir es hier mit einer unzähligen Menge von leeren Räumen und kleinen Verbindungskanälen (zwischen Felsblöcken) zu thun, die zusammen den Gang für jene Luftströmungen constituiren. Der Versinnlichung wegen denke man sich in obiger Figur das Rohr *abc* hinweg und statt dessen in dem Raume zwischen *abcd* zerklüftetes oder loses übereinander liegendes Gestein, das sich an eine steile Felswand anlehnt. Oben, wo diese Schutthalde sich an die Wand lagert, ist ein luftdichter Verschluss nicht zu erwarten. Bei der Verwitterung der Felswand wird sich zuerst am Fusse derselben eine Menge Blöcke ausbreiten, auf welche dann die nachkommenden Stücke mit der flachen Seite sich dachziegelartig in einer schiefen Ebene übereinander legen. Die Zwischenräume längs der äusseren Abdachung werden durch die vom Berge herabfallende Erde, durch Staub oder kleine Theilchen der Steine ausgefüllt werden, so dass vorzugsweise nur oben in der Nähe der Felswand und unten am Fusse der Schutthalde Oeffnungen für den Ein- und Austritt der Luft bleiben. Im Uebrigen gilt, für die Bewegung der Luft in den innern Zwischenräumen der Schutthalde, die obige Auseinandersetzung, d. h. im Sommer wird die Luft unten herausströmen, im Winter aber daselbst von aussen eindringen. Und so lehrt es auch die Erfahrung. Die Besitzer jener Milchhütten versichern, dass der Wind in den heissesten Tagen des Sommers und in den kältesten des Winters am fühlbarsten sei, zu jener Zeit aus der Schutthalde heraus-, zur andern aber in dieselbe einströme. Am Anfang und Ende des Winters sei jedoch keine Bewegung wahrnehmbar. Im Frühlinge, wenn der Boden schneefrei werde, zeige sich anfänglich vor der Mündung des Windloches ein lichtgrauer Nebel; und man

könne sich durch das Hineinhalten der nassen Hand von dem Herausströmen der Luft überzeugen.

164. Bemerkenswerth ist noch, dass bei verschiedenen Windhöhlen die im Sommer herausströmende Luft nicht die mittlere Temperatur des Ortes, sondern eine bedeutend tiefere zeigt, die sich im Verlaufe des Sommers und sogar innerhalb weniger Tage ändert. So fand z. B. Ebel die Temperatur des Windes in den sog. Cantinen von Lugano anfangs Juli = 2½° R., Ende August = 4½° R., Ende September = 9° R., während die der äusseren Luft im ersten Falle 21° R., im zweiten 18°, im dritten 16° betrug. Eine Abhängigkeit von den Witterungsverhältnissen ergab sich bei den Seelisberger Windlöchern, die den 15. Juli bei hellem Wetter etwas kälter erschienen, als am folgenden Tage bei regnerischem Wetter; wie man denn auch noch öfter wahrgenommen hat, dass der aus solchen Löchern dringende Luftzug bei heiterem Wetter stärker als bei regnerischem ist. Jene unter die mittlere Temperatur des Ortes herabgehende Erkaltung des Luftzuges hat man nun durch die Annahme zu erklären gesucht, dass die Luft während ihres Laufes durch das zerklüftete Gestein (oder die Schuttmassen) mit dem beständig durch die Erdrinde hinabsinkenden Tagewasser in Berührung komme, und dann durch die Verdunstung desselben Wärme verliere. Dass mit der Verdunstung des Wassers eine Temperaturerniedrigung verbunden, ist ein bekanntes Factum, wovon man sich leicht überzeugt, wenn man die mit einem nassen Schwamm oder dgleh. umwickelte Kugel eines Thermometers in der Luft umherschwenkt; der Quecksilberfaden wird dann nicht unbeträchtlich sinken. Um zu ermitteln, wie viel die Erkaltung der Luft durch verdunstendes Wasser betrage, füllte de Saussure eine etwa 1 Zoll weite Glasröhre mit nassen Steinchen, und trieb mit Hilfe eines grossen Blasebalges Luft hindurch. Die letztere zeigte vor ihrem Eintritte in die Glasröhre eine Temperatur von 18°, bei ihrem Austritt nur noch 15°, war also durch die Verdunstung des Wassers um 3° erkaltet. Es folgt hieraus sehr wohl die Möglichkeit, dass die Luft im Berge durch die Verdunstung des Wassers bis auf den Grad abgekühlt wird, den man bei ihrem Herausströmen wahrnimmt. Natürlich wird die Verdunstung des Wassers und die dadurch bewirkte Abkühlung der Luft um so geringer sein, je feuchter die in den Berg eintretende Luft schon ist. Daher können die, welche jene Hüttchen täglich besuchen, noch ehe das Wetter sich ändert,

geringeren Frische des Luftzuges den kurz bevorstehenden
erkennen. In dieser Beziehung gelten die Windlöcher als
sige Wetteranzeiger, und werden darum auch „Wetterlöcher"

.

on Interesse ist noch, dass man in manchen Milchhüttchen
ringere oder grössere Eismasse — sog. Gletsch, — findet,
gegen Ende Sommer wieder wegschmilzt. In andern dieser
n bemerkt man Eis, wenn man einige Steine aus der der
d zugekehrten Mauer herausbricht, und mit einem Stocke
e aus den Zwischenräumen des Gesteines hervorarbeitet. Nach
sicherung der Hirten behalten im Winter Boden und Sei-
le des Hüttchens noch geraume Zeit eine höhere Tempera-
hrend die äussere Luft bereits unter den Gefrierpunkt er-
it. Friert es aber einmal, so geschieht dies wegen des ein-
nenden Luftzuges sowohl in dem Hüttchen als in den Klüften
Mündung des Windloches viel intensiver, und Hüttchen und
bleiben noch unter dem Gefrierpunkte, während im Früh-
e äussere Temperatur schon mehrere Grade über Null steht,
r Schnee schmilzt. Erhalten wird die Kälte in dem Hütt-
ch dadurch, dass in den meist kühlern Nächten des Früh-
er Zug aufwärts geht, während er zur Tageszeit, wegen des
i Unterschiedes der innern und äusseren Wärme, ausfällt.
mt es, dass das durch die Felsenritze träufelnde und in die
llende Schneewasser sich in Eis verwandelt und in wenigen
jener „Gletsch" entsteht, der sich, wegen des bald nachher
nden abwärts gerichteten kalten Luftzuges, mehrere Mo-
it das ganze Jahr hindurch, erhält. — Auf ähnliche Weise, wie
Eis in den Windhütten, mag dasjenige in den eigentlichen
en oder Eisgrotten entstehen, wiewohl hier noch einige an-
is der Lage und Configuration der Höhlen resultirende, Be-
en zur Erhaltung des einmal gebildeten Eises beitragen.

Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre.

rdunstungsprocess und Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Atmosphäre.

65. Ein sehr veränderlicher Bestandtheil der Atmosphäre, sicht der Menge sowohl als auch nach Art des Aggregatzu-

standes, ist der Wasserdampf, der, wie thatsächlich bekannt ist, durch Einwirkung der Wärme auf das die Erdoberfläche bedeckende Wasser entsteht. Letzteres erfährt hierdurch einen fast fortwährenden Verlust, indem die Theilchen der oberen Schicht in den gasförmigen Zustand übergehen und sich innerhalb der Atmosphäre zu verbreiten suchen. Indessen setzt sich der Verdunstungsprocess selbst eine gewisse Grenze, einmal wegen des Druckes, den der bereits entwickelte Dampf auf die Oberfläche des verdunstenden Wassers ausübt, und zweitens wegen der Temperaturerniedrigung, welche das letztere durch die Verdunstung erfährt. Sodann kommt noch der äussere Druck in Betracht, welcher von Seiten der Atmosphäre auf die Flüssigkeit statt hat. Je geringer dieser Druck ist, desto schneller geschieht die Verdunstung. Bekannt ist die Leichtigkeit, mit der tropfbare Flüssigkeiten im luftleeren oder auch nur luftverdünnten Raume verdunsten. Sonst ist, dem Vorstehenden gemäss, die Geschwindigkeit, womit die Verdunstung des Wassers von Statten geht, vorzugsweise von zwei Bedingungen abhängig, nämlich von der Temperatur der Luft und von der Menge des in ihr schon vorhandenen Wasserdampfes. Die über dem Wasser befindliche Luft kann für eine gegebene Temperatur nur eine bestimmte Menge von Dampf in sich aufnehmen, so dass sich ein Theil desselben verdichten und niederschlagen muss, wenn die Temperatur um etwas sinkt oder statt dessen der äussere Druck zunimmt. Dagegen wird die Lebhaftigkeit der Verdunstung gesteigert durch einen trocknen Wind, welcher immer neue Luftschichten, die noch nicht mit Wasserdämpfen gesättigt sind, der Wasserfläche nahe bringt. Wie nun die Luft selbst, so übt auch der in ihr enthaltene Wasserdampf einen bestimmten Druck aus; es kommt ihm für jede Temperatur eine bestimmte Spannkraft zu, die sich durch die Höhe einer Quecksilbersäule, welche mit jenem Drucke im Gleichgewichte steht, messen lässt. Jeder bestimmten Temperatur entspricht ein bestimmtes Maximum der Dichte und Spannkraft des Wasserdampfes, oder es erzeugt sich bei dieser Temperatur so lange Dampf, bis derselbe das betreffende Maximum der Dichte und Spannkraft erreicht hat. Die Luft ist dann unter den gegebenen Verhältnissen mit Wasserdampf gesättigt. Steigt die Temperatur, so entwickelt sich von Neuem Dampf, bis das der nunmehr herrschenden Temperatur entsprechende Maximum der Dichte erreicht ist; wogegen im Falle einer Temperaturerniedrigung der Verdunstungs-

process verzögert wird. Tritt jedoch die Temperaturerniedrigung ein, nachdem der Dampf bereits das Maximum seiner Dichte erlangt hatte, so schlägt sich, wie schon angedeutet, ein Theil desselben in tropfbar-flüssiger Form nieder, bis seine Dichte auf diejenige herabgekommen ist, welche der gerade herrschenden Temperatur entspricht. — So lange der Wasserdampf sich noch nicht im Maximum seiner Dichte befindet, verhält er sich innerhalb gewisser Grenzen wie ein permanentes Gas, d. h. er dehnt sich bei steigender Temperatur aus und zieht sich bei sinkender Temperatur zusammen. Endlich gewinnt derselbe aber mit sinkender Temperatur ein Maximum der Dichte, von wo ab denn eine fernere Temperaturerniedrigung einen Niederschlag des Dampfes zur Folge hat, während die wesentlichen Bestandtheile unserer Atmosphäre, der Sauer- und Stickstoff, sich bei jeder bis jetzt beobachteten Temperaturveränderung in ihrer Gasform behaupten; daher sie denn auch permanente Gase genannt werden. Um des eben hervorgehobenen Umstandes willen ist nun zwischen der eigentlichen Luftatmosphäre und der ihr beigesellten Dampfatmosphäre ein gewisser Gegensatz in Hinsicht auf ihre Abhängigkeit von der Temperatur gegeben. Wenn die Luft über einem bestimmten Orte in Folge einer Temperaturerhöhung dünner wird, so muss der Luftdruck hier abnehmen und demgemäss das Barometer fallen; so dass im Allgemeinen Temperaturerhöhung, also Steigen des Thermometers, gleichzeitig mit einer Verdünnung der Atmosphäre, also mit einem Fallen des Barometers verknüpft sein wird. Nun hat aber auch die Temperaturerhöhung an einem Orte der Erdoberfläche, die wir uns der Einfachheit wegen ganz mit Wasser bedeckt denken wollen, eine vermehrte Dampfentwickelung und dem entsprechend einen grösseren Druck auf das Quecksilber des Barometers zur Folge; daher in Rücksicht der Dampfatmosphäre ein Steigen und Fallen des Thermometers auch mit einem Steigen und Fallen des Barometers verbunden sein wird. Die wirklichen Schwankungen im Stande des Barometers sind also durch den Druck der Luft- und Dampfatmosphäre zugleich bedingt, auf eine Weise, die wir später werden genauer kennen lernen.

166. Da der Uebergang des Wassers aus dem tropfbarflüssigen in den gasförmigen Zustand durch die Wärme vermittelt wird, so muss bei dem in der Natur vorgehenden Verdunstungsprocess dem Wasser selbst und seiner Umgebung Wärme entzogen wer-

den. Von diesem Verluste überzeugt man sich leicht, wenn man die Kugel eines Thermometers mit Baumwolle umwickelt und die letztere mit Wasser benetzt. Man bemerkt dann ein Sinken des Quecksilbers, also eine Temperaturerniedrigung, wenn man das Thermometer in der Luft umherschwenkt, um die Verdunstung des Wassers zu beschleunigen. Noch auffallender wird bei diesem Experiment die durch Verdunstung herbeigeführte Kälte, wenn man die Baumwolle anstatt des Wassers mit einer flüchtigeren Flüssigkeit, etwa mit Aether, benetzt. Indessen gibt es auch schon im gewöhnlichen Leben viele Wahrnehmungen, welche für die sog. Verdunstungskälte Zeugniss ablegen. Dahin gehört die Kühle, die wir empfinden, wenn die Verdunstung der Feuchtigkeit auf unserer Haut beschleunigt wird. Ferner ist es bekannt, dass man die Richtung eines schwachen Windes dadurch erfahren kann, dass man einen benetzten Finger in die Luft hält, wo dann an der dem Winde ausgesetzten Stelle eine beschleunigte Verdunstung und demzufolge ein Gefühl der Kälte entsteht. Ist dagegen die Atmosphäre mit Wasserdampf gesättigt und daher die Verdunstung gehindert, so haben wir ein Gefühl drückender Schwüle, auch wenn das Thermometer gerade keine sehr hohe Temperatur anzeigt.

167. Man hat versucht, die der Atmosphäre während einer gewissen Zeit durch Verdunstung zugeführte Wassermenge zu bestimmen. Die Apparate, deren man sich hiezu bediente, sind bekannt unter dem Namen Atmidoskop, Atmometer (von ἀτμός, Dampf) oder Evaporometer (von vapor, Dunst): Worte, die soviel als Verdunstungsmesser bedeuten. Indessen ist von der Anwendung solcher Vorrichtungen kaum ein annähernd richtiges Resultat zu erwarten, wenn man, auch abgesehen von den Einflüssen der Oertlichkeit, bedenkt, wie viele Factoren auf die Verdunstung des Wassers innerhalb einer gegebenen Zeit von Einfluss sein können; namentlich dann nicht zu erwarten, wenn es sich darum handelt, aus solchen an einzelnen Stellen gemachten Beobachtungen die Wassermenge zu bestimmen, welche über einem ausgedehnten Striche während einer gewissen Zeit verdampft wird. Gleichwohl können derartige Beobachtungen vielleicht zu vergleichenden Bestimmungen über das Verhältniss der Verdunstung unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen nützlich sein. Jedenfalls wird aber zu diesem Behufe die constante Anwendung derselben

Methode und die Berücksichtigung verschiedener Vorsichtsmaassregeln erforderlich sein.

Mittelst der bezeichneten Apparate wird die Menge des verdunsteten Wassers entweder dem Gewichte oder dem Maasse nach an einer Scale) bestimmt. So besteht ein Verfahren darin, dass man ein offenes, mit Wasser gefülltes Gefäss der Luft aussetzt und den nach einer gewissen Zeit stattgefundenen Gewichtsverlust bestimmt, welcher von der Verdunstung herrührt. Dies kann dadurch geschehen, dass man das Gefäss auf eine Wagschale setzt und die Wage durch Gewichte auf der andern Schale ins Gleichgewicht bringt. Sobald das Wasser verdunstet, erhält die Schale mit den Gewichten das Uebergewicht, dessen Grösse sich an der Zunge des Wagebalkens, welche vor einer eingetheilten Scale spielt, ermitteln lässt. Auch kann man, wenn man den Verlust, welcher durch Verdunstung an einer Wasseroberfläche entsteht, bestimmen will, ein Wasser enthaltendes offenes Gefäss bis zum Niveau in einen grösseren Wasserbehälter einsenken, und die Höhe der durch Verdunstung verschwundenen Wassersäule an einer Scale messen. Ein Atmometer von Babinet [1]) besteht aus einem porösen Thongefäss, welches mit Wasser gefüllt und an der Oberfläche immer feucht ist. Dasselbe ist durch eine Röhre mit einem Glasgefässe verbunden, aus dem ihm das verdunstete Wasser wieder ersetzt wird, und an dem man erkennen kann, wie viel es in einer gewissen Zeit verloren hat. Eine hiermit sehr verwandte Vorrichtung wurde von Leslie [2]) angegeben. Neuerdings hat Mühry [3]) ein Atmometer construirt, das er für geeignet hält, die sog. Evaporationskraft in kürzerer Zeit und genauer, als es die bisher vorhandenen Atmometer gestatten, zu messen. Dieses Instrument besteht im Wesentlichen aus einem gläsernen Schälchen (Evaporator), etwa von 2 Zoll im Durchmesser, getragen von einer Röhre, von 2½ Millimeter im Durchmesser, 12 Centimeter hoch und graduirt nach Millimetern; dieselbe legt sich in einen grösseren, durch einen Hahn luftdicht verschliessbaren, Behälter mit Wasser von etwa 27 Millimeter (1 Zoll) Durch-

[1]) Compt. rend. T. XXVII. p. 529.

[2]) Kurzer Bericht von Versuchen und Instrumenten, die sich auf das Verhalten der Luft zur Wärme und Feuchtigkeit beziehen. Deutsch von Brandes. 1823. S. 84.

[3]) Poggend. Ann. Bd. CXIII. No. 6.

messer um. In jenes Schälchen wird Wasser gegossen bis zur Füllung des Behälters, und dasselbe, nachdem zuvor der Wasserstand an der Scale bemerkt worden, in das Schälchen hinaufgetrieben, was mittelst einer Luft eintreibenden Pumpe oder auch durch einfaches Einblasen mit dem Munde geschehen kann. In dem Schälchen bleibt das Wasser der Verdunstung ausgesetzt, bis es durch Aufdrehen des Hahnes wieder heruntergelassen wird, wo es dann an der Scale anzeigt, wie viel es durch Verdunstung verloren hat. Der Flächeninhalt der abdunstenden Oberfläche im Evaporator (Schälchen) verhält sich zu dem Flächeninhalte der beiden Glasröhren, in welchen, nach Herunterlassen des Wassers, die Höhe des verdunsteten Verlustes in Scalentheilen abgelesen wird, etwa wie 5,6 zu 1, so dass die Messung um eben so viel schärfer wird.

Saussure [1]) nahm, um die sog. austrocknende Kraft der Atmosphäre, welche eben auf der Verdunstung beruht, zu ermitteln, ein Rechteck von feiner Leinwand, 13 und 10 Z. Seite haltend, spannte dieses in einen leichten Rahmen so, dass es denselben nirgends berührte, befeuchtete die Leinwand und wog sie auf einer Wage, bis sie in Folge der Befeuchtung eine Gewichtszunahme von 150 Gran zeigte. Hierauf brachte er 6 Z. weit vom Apparate, der Mitte der Leinwand gegenüber, ein empfindliches Thermometer an, und beobachtete dann von 20 zu 20 Minuten den Gewichtsverlust, bis dieser 60—65 Gr. betrug. Der Rest wurde zu stark festgehalten und die Verdunstung dadurch unregelmässig.

168. Wie sehr bei solchen Bestimmungen auf Nebenumstände Rücksicht zu nehmen ist, ergibt sich aus Versuchen, die in neuerer Zeit von Marcet [2]) angestellt sind, um die Umstände zu erfahren, welche die Verdampfung der Flüssigkeiten, namentlich die des Wassers, abändern können. Wir theilen nachstehend die gewonnenen Resultate mit, indem wir zuvor noch bemerken, dass die Menge des gebildeten Dampfes nahezu proportional ist der Menge der freien (fühlbaren) oder thermometrischen Wärme, welche der Flüssigkeit in Folge der Verdunstung entzogen wird. 1) Eine Flüssigkeit in einem offenen Gefässe der Luft ausgesetzt, ist immer kälter als die umgebende Luft. Der Unterschied beider Temperaturen hängt von der Temperatur der Luft ab, in der Art, dass derselbe

[1]) Gren's Journ. Bd. I. S. 443.

[2]) Poggend. Ann. Ergänzungsbd. 4. S. 345.

um so grösser, je höher die letztere ist. Zwischen 45° bis 50° C. z. B. beträgt der Unterschied für Wasser 5° bis 6° C., zwischen 20° und 25° etwa 1,25° bis 1,5°, und zwischen 5° bis 0° nur einige Zehntel-Grade. 2) Unter sonst gleichen Umständen hängt die Verdunstung einer Flüssigkeit ab von der Natur des Gefässes, in dem sie enthalten ist. Wasser und Alkohol z. B. verdunsten aus gefirnissten Porzellangefässen schneller als aus ganz ähnlichen Gefässen von Glas oder Metall. 3) ist auch die Natur des Gefässes auf die Temperatur der Flüssigkeiten von Einfluss. Bei einer Lufttemperatur von 15° bis 18° C. ist z. B. das Wasser in einem Metallgefässe durchschnittlich um 0,3° wärmer als in einem gefirnissten Porzellangefässe, und um 0,2° wärmer als in einem Glasgefäss. Ist die Temperatur der Luft höher, so ist der Unterschied auch hier grösser. 4) Sind die Oberflächen der Flüssigkeiten identisch und auch die sonstigen Umstände dieselben, so scheint die Masse oder Tiefe der Flüssigkeit, innerhalb gewisser Grenzen, auf die Verdunstung beschleunigend einzuwirken. 5) Meerwasser verdampft — wohl ohne Zweifel in Folge seines Salzgehaltes — minder rasch und erzeugt daher weniger Kälte als süsses Wasser. 6) Wird Wasser mit kieseligem Sande gemischt, und zwar so, dass es diesen noch einige Millimeter hoch bedeckt, so verdampft es an offener Luft rascher als eine gleiche Wasserfläche ohne Sand. Der Unterschied schwankt, je nach der Natur des Gefässes, zwischen 5 bis 8 Procent. Alkohol gibt ein ähnliches Resultat. Mengt man Sägespäne mit Wasser, so ist der Effect geringer. 7) Bei Gegenwart von Sand ist die Temperatur des Wassers auch stets um einige Zehntel-Grade niedriger. Auch hier ist der Unterschied abhängig von der Natur des Gefässes, doch steigt er selten über einen halben Grad.

169. Es ist zu erwarten und auch erfahrungsmässig festgestellt, dass Erde, die von Wasser durchnässt ist, stärker als blosses Wasser verdunstet, indem dieselbe sich mehr erwärmt und auch eine grössere verdampfende Oberfläche besitzt; doch wird die schliesslich von ihr abgegebene Dampfmenge geringer als die von einer gleich grossen Wasserfläche sein, weil nämlich die Erde, je nach ihrer besonderen Beschaffenheit, eine grössere oder geringere Quantität von Feuchtigkeit zurückhält. In Rücksicht der mit Vegetation bedeckten Erde fand Schübler [1]) die Verdunstung einer Gras-

[1]) Grunds. d. Meteorologie, 1831.

fläche im Sommer zwei- und selbst mehr als dreimal so stark als die einer gleich grossen Wasserfläche, wogegen manche Pflanzen wie z. B. Cactus, Sedum, viel schwächer als blosses Wasser verdunsten und der Luft eher Feuchtigkeit entziehen sollen. Ein mit Wald versehener Boden bleibt, da er gegen die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen und auch gegen den Wind geschützt ist, nach einem starken Regen länger durchnässt als ein von Wald entblösster Boden.

Beiläufig noch die Bemerkung, dass Schübler für Deutschland die Höhe der jährlich verdampfenden Wasserschicht im Schatten zu 20 bis 24 Zoll, und in der Sonne zu 60 bis 65 Z. schätzt. Die Wärmemenge aber, welche jährlich auf der Erdoberfläche zur Verdampfung des Wassers verwendet wird, soll nach einer Berechnung von Daubrée [1]) $\frac{1}{3}$ von derjenigen betragen, welche die Erde von der Sonne erhält.

170. Der Feuchtigkeitszustand der Luft im Gegensatze zur Trockenheit derselben ist nicht ohne Weiteres abhängig von der absoluten Menge des Wasserdampfes, welcher gasförmig in der Atmosphäre verbreitet ist. Die Atmosphäre kann einen grossen Dampfgehalt besitzen und uns dennoch sehr trocken erscheinen, wenn sie noch weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, und umgekehrt bei geringem Dampfgehalt sehr feucht, falls dieselbe sich bei der gerade herrschenden Temperatur im Zustande der Sättigung befindet, so dass schon eine geringe Temperaturerniedrigung einen feuchten Niederschlag bedingt. Man hat den absoluten Dampfgehalt der Atmosphäre von ihrem relativen zu unterscheiden. Jener lässt sich durch den Druck messen, welchen der in der Luft enthaltene gasförmige Wasserdampf auf eine Quecksilbersäule ausübt, mit deren Gewicht derselbe im Gleichgewichte steht, während der relative Dampfgehalt durch das Verhältniss zwischen dem wirklichen Dampfgehalte und demjenigen, welchen die Luft bei der gerade herrschenden Temperatur überhaupt aufnehmen kann, bestimmt wird.

Es ist bereits ausgesprochen, dass die Luft sich rücksichtlich des in ihr enthaltenen Wasserdampfes im Zustande der Sättigung befindet, wenn dieser Dampf das der obwaltenden Temperatur entsprechende Maximum der Dichte und Spannkraft erreicht hat. Ge-

---

[1]) Compte rendu etc. T. XXIV. p. 548. Poggend. Ann. Bd. LXXI. S. 173. Dingler's polytechn. Journal. Bd. CIV. S. 388.

t, die Temperatur der Luft sei = 16° C. Dann ist das Maxi-
n der Spannkraft für diese Temperatur = 13,53 Millimeter, was
gen will, dass die Spannkraft des Dampfes bei dieser Tempe-
r mit dem Drucke einer 13,53^{mm} hohen Quecksilbersäule im
chgewichte steht. Beträgt nun aber die Spannkraft des wirk-
in der Luft vorhandenen Wasserdampfes nur 9,79^{mm}, so ist die
t von ihrem Sättigungspunkte noch ziemlich weit entfernt. Die
peratur derselben müsste nämlich von 16° C. auf 11° herab-
n, um bei unverändertem Dampfgehalt in den Zustand der
igung zu gerathen, da das Maximum der Spannkraft des Was-
ampfes bei 11° C., Versuchen zufolge, = 9,79^{mm} ist. Wenn
mehr oder weniger Wasserdampf enthaltende, aber noch nicht
ht gesättigte Luftmasse allmälig erkaltet, so wird endlich eine
peratur eintreten, bei welcher die Luft mit der vorhandenen
pfmenge gesättigt ist. Diese Temperatur bezeichnet den Thau-
kt, auf welchen also die Temperatur der Luft herabsinken muss,
n ein wässeriger Niederschlag erfolgen soll. Die der Tempera-
des Thaupunktes entsprechende Spannkraft führt zu der absolu-
Dampfmenge, welche bei der herrschenden Temperatur in der
t enthalten ist. Je tiefer aber der Thaupunkt unter der gerade
altenden Lufttemperatur liegt, desto weniger ist die Luft im
ältniss zu der Dampfmenge, die sie noch aufnehmen kann, mit
pf versehen. Aus diesem Unterschiede des Thaupunktes und
herrschenden Lufttemperatur ergibt sich die relative Dampf-
ge. Sei die herrschende Lufttemperatur, wie oben angenom-
, 16° C. und die Temperatur des Thaupunktes 11° C. Dann
die Spannkraft der Dampfmenge, welche die Luft bei der Tem-
tur 16° enthalten könnte, wenn sie also mit Dampf gesättigt
, = 13,53^{mm} und die der Temperatur des Thaupunktes ent-
chende Spannkraft von 9,79^{mm} ist diejenige, welche der in der
wirklich enthaltenen Dampfmenge zukommt. Die relative
pfmenge findet sich nun aus der Proportion: 13,53 : 9,79 =
: x, mithin $x = \frac{9{,}79 \cdot 100}{13{,}53} = 72$, d. h. die Luft enthält 72 Pro-
von dem Dampfgehalt, welchen sie bei der Temperatur von
C. überhaupt aufzunehmen vermag. Bezeichnet man allgemein
h T die herrschende Lufttemperatur, durch t die Temperatur
Thaupunktes, ferner durch E und e die diesen Temperaturen
prechenden Spannkräfte des Wasserdampfes im Maximum der

Dichte, so ergeben sich die Procente, welche die Luft von der Temperatur T möglichen Dampfmenge wirklich enthält, aus Proportion $E : e = 100 : x$, oder sofort aus der Gleichung $\frac{e \cdot 100}{E}$.

Kennt man die Temperatur, auf welche die herrschende peratur der Luft herabsinken muss, damit letztere in den der Sättigung gerathe und also der in ihr enthaltene Dampf ximum der Spannung gewinne, so lässt sich mittelst des V nisses $\frac{e}{E}$ auch das Gewicht des in der Cubikeinheit wirkli haltenen Wasserdampfes berechnen, indem man nämlich m eben erwähnten Quotienten das absolute Gewicht des Was pfes multiplicirt, welchen ein Cubikfuss Luft bei der herrsc Temperatur im Maximum enthalten kann. [1])

171. Es ist ersichtlich, dass Tabellen über die Spa und das Gewicht des Wasserdampfes für alle Temperatur Luft in Hinsicht auf die Bestimmung des Feuchtigkeitsgehal Atmosphäre von erheblichem Vortheile sein müssen. Derart

---

[1]) Das Gewicht des Wasserdampfes, welchen ein bestimmter Raum gend einer gegebenen Temperatur enthält, lässt sich auch nach folgende berechnen, wenn die Spannkraft e dieses Dampfes bekannt ist. Die D Wasserdampfes, bezogen auf die Dichte der Luft als Einheit, ist etwa 0,62 etwa $\frac{5}{8}$ von der Dichte der Luft, falls Wasserdampf und Luft denselben Ve sen der Temperatur und des ausseren Druckes ausgesetzt sind. Ein Liter Luft wiegt aber bei einem mittleren Barometerstand von 760 Millimeter 0° C. Temperatur 1,299 Gramm. Bei irgend einer anderen Temperatur t $\frac{1,299}{1 + 0,00367\,t}$, wo 0,00367 der Ausdehnungscoefficient der Luft für ei peraturveränderung von 1° ist. Natürlich nimmt in dem Maasse, als die Folge der Wärme sich ausdehnt, die Dichte derselben ab. Ist nun 0, Dichte des Wasserdampfes gegen Luft und e die Spannkraft des Dampfes für das Gewicht p des in einem Liter (1000 Cubikcentimeter) Luft en Dampfes bei der Temperatur t die Formel:

$$p = 0{,}622 \frac{1{,}299}{1 + 0{,}00367\,t} \cdot \frac{e}{760}.$$

Ebenso hat man für das Gewicht P des Dampfes, wenn die Luft mit d gesättigt ist, und E die Spannkraft bezeichnet, welche dem Maximum für d peratur t entspricht, den Ausdruck:

$$P = 0{,}622 \frac{1.299}{1 + 0{,}00367\,t} \cdot \frac{E}{760}.$$

bellen sind aufgestellt von August und Kämtz [1]), und neuerdings von Regnault. Wir lassen die von letzterem gegebene Tabelle hier folgen. Die Spannkräfte sind in Millimetern ausgedrückt, bezogen auf die Höhe der Quecksilbersäule, die mit dem Drucke des Wasserdampfes im Gleichgewichte steht. Die Gewichte des Dampfes, welcher in einem Cubikmeter gesättigter Luft enthalten ist, finden sich in Grammen angegeben.

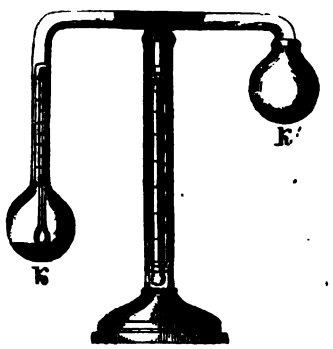
Temperatur C.	Spannkraft des Dampfes im Maximum.	Gewicht des Dampfes in 1 Cbkcent. gesättigter Luft.	Temperatur C.	Spannkraft des Dampfes im Maximum.	Gewicht des Dampfes in 1 Cbkcent. gesättigter Luft.
−10°	2,078	2,302	+ 13°	11,162	11,383
− 9	2,261	2,495	14	11,908	12,103
− 8	2,456	2,701	15	12,699	12,860
− 7	2,666	2,921	16	13,536	13,621
− 6	2,890	3,156	17	14,421	14,504
− 5	3,131	3,406	18	15,357	15,393
− 4	3,387	3,672	19	16,346	16,327
− 3	3,662	3,956	20	17,391	17,311
− 2	3,955	4,281	21	18,495	18,448
− 1	4,267	4,575	22	19,659	19,437
0	4,600	4,915	23	20,888	20,581
+ 1	4,940	5,260	24	22,184	21,785
2	5,302	5,623	25	23,550	23,067
3	5,687	6,010	26	24,988	24,374
4	6,097	6,420	27	26,505	25,767
5	6,534	6,845	28	28,101	27,226
6	6,998	7,316	29	29,782	28,762
7	7,492	7,804	30	31,549	30,368
8	8,017	8,322	31	33,405	32,054
9	8,574	8,869	32	35,359	33,812
10	9,165	9,445	33	37,410	35,655
11	9,792	10,055	34	39,565	37,583
12	10,457	10,696	35	41,487	39,281

172. Nach der oben (Nr. 170) dargelegten Methode erfährt man den Feuchtigkeitszustand der Luft durch das Verhältniss der grössten Spannkräfte, welche der herrschenden Lufttemperatur und der Temperatur des Thaupunktes entsprechen, und in den betreffenden Tabellen aufgesucht werden können. Die Temperatur des

[1]) s. Vorles. über Meteorol. S. 90.

Thaupunktes ist jedoch auf dem Wege der Beobachtung teln, wozu man öfter das Daniell'sche Schwefeläther-H benutzt hat. Dasselbe besteht aus einer gekrümmten Röhre, die an ihren Enden mit Kugeln versehen ist; die an ihrem unteren Theil mit einer Schicht fein polirten C

Fig. 16.



legt, die andere *k'* dagegen feinen Leinwandläppchen u Jene enthält etwas Aether kleines Thermometer, dess zum Theil in den Aether und dessen Scale in die Röh ragt. Tröpfelt man nun etw auf die umwickelte Kugel, diese durch die Verduns Aethers erkaltet, was eine tung der im Innern der l findlichen Aetherdünste zur Indem somit der Druck der letzteren auf den noch tropf gen Aether in der anderen Kugel wegfällt, entsteht hier hafte Verdunstung an der Oberfläche dieses Aethers, wod allein den tieferen Aetherschichten, sondern auch der Ku und der umgebenden Luft Wärme entzogen wird. Daher es, dass sich diese Kugel endlich auf ihrer vergoldeten A mit einem zarten Thau beschlägt. Die Temperatur, bei statt hat, liest man sofort am kleinen Thermometer ab. bezeichnet den Thaupunkt, wo also die Luft, welche die b Kugel umgibt, gerade mit dem in ihr enthaltenen Was gesättigt ist, oder die Temperatur, auf welche die Luftt herabsinken muss, wenn ein wässeriger Niederschlag erfo Das Thermometer an der Säule des Fussgestelles gibt d herrschende Temperatur der Luft an. — Benutzt man der von Neuem, so ist es erforderlich, dass man den in der verdichteten Aether durch die Wärme der Hand oder d wenden der Vorrichtung in die Kugel *k* zurücktreibt.

173. Dieses Hygrometer hat nach seiner Herstellu Daniell mancherlei Abänderungen erfahren. [1]) Eine zweckm

[1]) s. Gilb. Ann. Bd. LXV. S. 198, Bd. LXX. S. 189. — Po Bd. V. S. 69., Bd. XIV. S. 187; Bd. LIV. S. 147; Bd. LXVII. S. 584.

die von Döbereiner [1]). Der Aether befindet sich in einem Gefässe von dünnem Messingblech, welches ausserhalb vergoldet ist. Durch den Deckel desselben geht das Thermometer, dessen Kugel in den Aether eintaucht, während durch die Seitenwand eine Röhre bis nahe auf den Boden des Gefässes hinabführt. Diese Röhre steht durch eine andere mit einer Druckpumpe in Verbindung, durch welche Luft in dieselbe eingepumpt werden kann. Geschieht dies, so tritt die Luft in den Aether und steigt aus diesem blasenförmig empor, während derselbe rasch verdunstet, so dass sich das Gefäss an seiner Aussenseite bald mit einem zarten Thau beschlägt. Die mit Aetherdämpfen gesättigte Luft entweicht aber durch eine besondere in dem Deckel des Gefässes angebrachte Röhre ins Freie. Anstatt der Luftpumpe lässt sich indess auch eine mit Luft gefüllte Blase anwenden, indem man die Luft mittelst derselben in das Gefäss treibt. — Diese Einrichtung hat den Vortheil, dass der Aether durch die Luftblasen in beständiger Bewegung erhalten wird und dadurch überall eine gleichmässige Temperatur gewinnt. Dagegen ist bei dem Daniell'schen Hygrometer der Aether in der Kugel *k* (Fig. 16) an der Oberfläche kälter als in der Tiefe; daher hier das Thermometer nur die mittlere Temperatur der Schichten anzeigt, in welche seine Kugel getaucht ist. Diese mittlere Temperatur kann aber bedeutend von der abweichen, bei welcher der erste Thaubeschlag erfolgt.

Ein Hygrometer von wesentlich demselben Charakter wie das Döbereiner'sche ist das von Regnault [2]) in Vorschlag gebrachte, welches all' die Uebelstände beseitigen soll, denen das Daniell'sche unterworfen ist. Auch bei Regnault's Hygrometer wird dem Aether, der sich nebst dem Thermometer, an welchem die Temperatur des Thaupunktes abgelesen wird, in einem cylindrischen Gefäss von Silber befindet, eine gleichmässige Temperatur durch aufsteigende Luftblasen ertheilt; nur geschieht dies mittelst eines Aspirators, der die über dem Aether befindliche Luft entfernt, während durch eine in den Aether führende Röhre neue Luft von aussen zugeleitet wird. Indess wird die Temperatur des Thaupunktes nicht in der Nähe des Instrumentes, sondern in grösserem Abstande von dem-

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXX. S. 136.

[2]) Ann. de chim. et de phys. T. XIX. p. 84; Poggend. Ann Bd. LXX. S. 530; s. Lefebvre: Ann. de chim. et phys. Ser. III. T. XXV. p. 110; Poggend. Ann. Bd. LXXVII. S. 152.

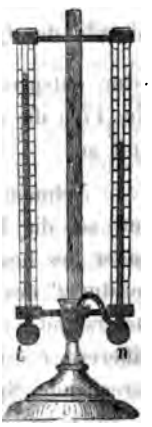
selben mit einem Fernrohre beobachtet. Man erkennt leicht, dass dieser Apparat, im Vergleich zu dem Daniell'schen Hygrometer, genauere Resultate gewähren muss, obschon sein Gebrauch, namentlich auf Reisen, unbequem sein wird. Die Uebelstände aber, welche bei Benutzung des Daniell'schen hervortreten können, sind nach Regnault folgende. Erstlich der schon erwähnte Umstand, dass die Temperatur in den oberen Schichten des Aethers geringer ist als in den tieferen. Zweitens erfordert die Handhabung des Apparates eine längere Anwesenheit des Beobachters in der Nähe desselben, was ohne Zweifel Einfluss auf die Feuchtigkeit und Temperatur der Luft haben muss, namentlich wenn der Beobachter genöthigt ist, sich sehr zu nähern, um das Thermometer abzulesen und den ersten Feuchtigkeitsbeschlag zu beobachten. Drittens geschieht die Verdunstung einer grösseren Aethermenge auf der Kugel k' (Fig. 16) in einem Raume sehr nahe bei dem, worin man die Bethauung der Kugel k bewirkt, was eine sehr merkliche Veränderung in dem hygrometrischen Zustande der umgebenden Luft herbeiführen muss. Sodann ist der Aether, den man anwendet, niemals wasserfrei. Der käufliche Aether enthält Wasser bis zu einem Zehntel seines Gewichtes. Da nun dieses Wasser durch die Verdampfung des Aethers sich in einem Raume verbreitet, der dem sehr nahe ist, worin man die Bethauung der betreffenden Kugel hervorruft, so muss auch dadurch der Feuchtigkeitszustand der Luft verändert werden. Endlich wird es, wenn die Temperatur hoch und die Luft sehr trocken ist, kaum möglich sein, auf der Kugel k eine Bethauung zu bewirken, selbst wenn man eine grosse Menge Aether auf die Kugel k' schüttet; daher in diesem Falle das Instrument seinen Dienst vollständig versagen wird.

174. Ein bequemes und auch sehr brauchbares Hygrometer ist das von August [1]) angegebene sog. Psychrometer (Nasskältemesser). Dasselbe besteht im Wesentlichen aus zwei empfindlichen, genau übereinstimmenden Thermometern, die an demselben Gestelle befestigt sind. Die Kugel des einen Thermometers n ist mit einem Mousselinläppchen umwickelt, das während der Beobachtung mit Wasser benetzt ist, und durch baumwollene Fäden mit einem Was-

[1]) Poggend. Ann. Bd. V. u. XIV. Ueber die Anwendung des Psychrometers. Berlin 1828. — Ueber die Fortschritte der Hygrometrie in der neuesten Zeit. Eine Vorlesung. Berlin 1830.

sergefässe in Verbindung gesetzt werden kann, um es fortdauernd feucht zu erhalten. Man erkennt, dass die die nasse Kugel umgebende Luft Feuchtigkeit von derselben aufnehmen wird, und zwar um so mehr, je weniger sie bereits davon besitzt. Ist die Luft schon mit Feuchtigkeit gesättigt, so kann an der nassen Kugel kein Wasser verdunsten. Die Feuchtigkeit, welche die Luft von Seiten dieser Kugel aufnimmt, wird der Temperaturdifferenz beider Thermometer, von denen das eine (unbenetzte) die gerade herrschende Lufttemperatur angibt, nahezu proportional sein. In Folge der Verdunstung des Wassers wird natürlich das benetzte Thermometer sinken, jedoch nur bis zu einer bestimmten Temperatur, indem die fernere Verdunstung durch die Wärme vermittelt wird, welche die umgebende Luft verliert. Aus der Temperaturdifferenz beider Thermometer, welche man die psychrometrische Differenz nennt, lässt sich nun die Spannkraft des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes bestimmen. Die kurz zuvor erwähnte Wärme ist der Dampfmenge proportional, welche durch ihre Vermittelung gebildet wird, und steht ausserdem nahezu im directen Verhältniss mit der psychrometrischen Differenz und der Dichte der Luft oder dem entsprechenden Barometerstande. Bezeichnet e die zu bestimmende Spannkraft des in der Luft enthaltenen Dampfes, e' das Maximum der Spannkraft desselben für die Temperatur t' des benetzten Thermometers, ferner t die Temperatur des trocknen Thermometers, und b den Barometerstand, so wird das Verhältniss oder der Quotient $\frac{e' - e}{b(t - t')}$ eine constante Grösse sein. Setzt man dieselbe $= A$, so folgt aus der Gleichung $\frac{e' - e}{b(t - t')} = A$ die andere: $e = e' - Ab(t - t')$.

Fig. 17.



Für die Constante A, die durch vergleichende Beobachtungen festzustellen ist, hat man verschiedene Werthe berechnet. Kämtz [1]) fand dieselbe $= 0{,}00080358$, Burg [2]) erhielt $0{,}00081482$, Stierlin

[1]) Meteorologie, Bd. I. S. 317 f.

[2]) Wien. Zeitschr. für Mathem. u. Physik. Bd. IV. S. 50.

0,00078278, und Regnault 0,00071381, später hingegen [1]) 0,0006246. Nicht selten begnügt man sich in der Praxis mit dem Werth 0,0008. Hat man also aus der Formel $e = e' - Ab(t - t')$, wo für A einer der angeführten Werthe einzusetzen ist, die Spannkraft e berechnet, so gibt der Quotient $\frac{e}{E}$, wo E das der herrschenden Lufttemperatur entsprechende Maximum der Spannkraft bezeichnet, (nach Nr. 170) die relative Feuchtigkeit oder die sog. Sättigungsstufe der Luft an.

Nehmen wir beispielsweise die Formel $e = e' - 0{,}0008\,(t - t')\,b$, und sei die Temperatur t der Luft, welche das trockne Thermometer des beschriebenen Instrumentes anzeigt, = 18° C., die Temperatur t' des nassen Thermometers aber = 12°, und der Barometerstand b = 760 Millimeter. Dann ist die sog. psychrometrische Differenz $t - t' = 18 - 12 = 6°$, und die der Temperatur 12° entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes nach der Tabelle (auf S. 247) = 10,457. Also nach der obigen Formel $e = 10{,}457 - 0{,}0008 \cdot 6 \cdot 760 = 10{,}457 - 3{,}648 = 6{,}809$. Nun entspricht der Lufttemperatur 18° (s. Tab. S. 247) eine Spannkraft = 15,357mm, so dass unter den gegebenen Umständen die relative Feuchtigkeit der Luft $= \frac{6{,}809}{15{,}357} = 0{,}443$ ist. Die Luft enthält mithin etwas weniger als die Hälfte der Feuchtigkeit, welche sie bei der angenommenen Temperatur überhaupt aufzunehmen vermag.

Fragen wir nun noch nach dem Thaupunkte, d. h. nach der Temperatur, auf welche die bezeichnete Temperatur der Luft (= 18° C.) herabsinken muss, damit die letztere rücksichtlich des in ihr vorhandenen Wasserdampfes in den Zustand der Sättigung gerathe, so finden wir in derselben Tabelle (S. 247), dass der Spannkraft e = 6,809, welche dem wirklich in der Luft enthaltenen Dampfe zukommt, für den Fall der Sättigung mit demselben, ungefähr die Temperatur 5°,7 C. entspricht. Dies wäre also die Temperatur des Thaupunktes.

Die vorstehende Rechnung kann durch den Besitz besonderer Tabellen grossentheils oder fast ganz erspart werden, wenn dieselben für jede Lufttemperatur und für jede beobachtete Differenz

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXXVIII. S. 424.

der beiden Thermometer des Instrumentes den Feuchtigkeitsgehalt der Luft angeben [1]).

175. Man wird bereits erkannt haben, auf welche Weise sich das Princip des Condensations-Hygrometers (nach Daniell) von dem des Psychrometers unterscheidet. Dort wird die atmosphärische Luft durch die Temperaturerniedrigung eines Körpers in den Zustand der Sättigung übergeführt, also der in ihr enthaltene Wasserdampf verdichtet (condensirt) und zum Theil auf der Oberfläche jenes Körpers in der Form eines zarten Thaues niedergeschlagen, während man im zweiten Falle (beim Psychrometer) Wasser verdampfen lässt, um aus der Menge des Dampfes, welche die Luft noch aufnimmt, das Quantum des wirklich in ihr enthaltenen Dampfes zu ermitteln. Dieses Princip wurde wohl zuerst von Hutton [2]) zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft in Vorschlag gebracht. Leslie [3]) suchte dann später dasselbe mittelst seines Differentialthermometers praktisch zu machen; allein die Anwendung dieses Apparates bot zu viele Schwierigkeiten. Praktische Bedeutsamkeit erhielt dieses Princip erst durch August's Psychrometer.

In Rücksicht des letzteren sei hier noch bemerkt, dass die Theilung der beiden Thermometer gewöhnlich von — 25° C. bis + 50° C. reicht. Jeder Grad der Scale nimmt aber einen so grossen Raum ein, dass er mindestens in fünf gleiche Theile getheilt werden kann, so dass noch Zehntelgrade bequem und sicher zu schätzen sind. Indessen hat Regnault [4]) darauf hingewiesen, dass die obige Formel für e (S. 251) nicht als der wahre Ausdruck der Thatsachen betrachtet werden könne, da sie keine Rechenschaft von mehreren Umständen gebe, die auf die Angaben des Psychrometers von Einfluss sind. So hängt die Temperaturdifferenz beider Thermometer nicht allein von der Sättigungsstufe der Luft, sondern auch

---

[1]) Zusammenstellungen solcher Hilfstafeln sind gegeben von Stierlin: Tafeln u. Beiträge zur neuern Hygrometrie. Köln 1834; Listing: Kleine hygrometrische Tafeln. Göttingen 1844; s. auch G. Karsten: Archiv Bd. XXI. S. 49.

[2]) s. Daniell, Meteorol. Essays. p. 199. Brewster: Edinb. Journ. of Science. III. p. 148. — Die erste auf dieses Princip sich stützende Formel zur Berechnung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft wurde von Ivory aufgestellt: Philos. Magaz. and Journ. (1822). T. LX. p. 81.

[3]) s. Gilb. Ann. Bd. V. S. 235.

[4]) Poggend. Ann. Bd LXV. S. 348 u. Bd. LXXXVIII. S. 422.

von dem Bewegungszustande derselben und überdies von den örtlichen Umständen ab, welchen das Instrument ausgesetzt ist. In verschiedenen Fällen führt eine und dieselbe Formel nicht zu gleich genauen Resultaten, falls das Instrument nicht gegen alle Winde geschützt ist. Doch ergab sich, dass die Resultate, welche das Psychrometer im Schatten gewährt, mit denen im directen Sonnenlichte genügend übereinstimmen, wenn dieselben nach einer und derselben Formel berechnet werden, und die benutzte Wassermenge ausreichend war, um den Musselin des feuchten Thermometers im Sonnenlichte vollständig benetzt zu erhalten. Für Temperaturen unter 0^0 oder wenig darüber, bei welchen das Wasser auf der Oberfläche des benetzten Thermometers gefriert, erweist sich das Psychrometer weniger empfindlich, weil die Veränderungen der Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes mit der Temperatur immer geringer werden, in dem Maasse als die letztere sinkt. — Gleichwohl behält die Formel $e = e' - A(t - t')b$ auch nach den Untersuchungen Regnault's ihre praktische Giltigkeit, falls das Instrument gegen Wind und directe Sonnenstrahlen gehörig geschützt, und die Constante A für jede Oertlichkeit besonders bestimmt ist. Das Psychrometer ist an einem möglichst geräumigen, aber durch umgebende Gebäude vor der directen Wirkung des Windes geschützten Orte aufzustellen. Die Constante A kann durch vergleichende Beobachtungen mittelst der früher bezeichneten Condensationsmethode (nach Daniell) oder auch mit Hilfe der sog. chemischen Methode festgestellt werden. Die letztere besteht im Allgemeinen darin, dass man der atmosphärischen Luft die Feuchtigkeit mittelst einer dieselbe stark absorbirenden Substanz entzieht. Man lässt nämlich eine bestimmte Luftmenge durch eine Glasröhre, die mit geschmolzenen Chlorcalciumstücken oder statt dessen mit Pulver von trocknem schwefelsaurem Kalk oder schwarzem Manganoxyd gefüllt ist, hindurchstreichen. Hat man nun die Röhre nebst dem bezeichneten Inhalte vorher gewogen und wiegt man sie nach dem Versuche wieder, so findet sich aus der Gewichtsdifferenz die in der hindurchgegangenen Luft enthaltene Feuchtigkeitsmenge. Obschon diese Methode streng ist, so ist sie doch, wie leicht erkennbar, zum Gebrauche in meteorologischen Observatorien zu umständlich. Auch gibt dieselbe, wie Regnault bemerkt, nicht die Feuchtigkeitsmenge, welche zu einem bestimmten Zeitpunkte in der Luft vorhanden ist, sondern die mittlere Menge, welche die Luft während des Versuches

Dagegen kann sie aber zum Studium des Ganges sonstiger
atrischer Vorrichtungen sehr wohl benutzt werden.

76. Ausser den zuvor betrachteten Hygrometern, deren
h unter Beachtung gewisser Vorsichtsmaassregeln zur Be-
ıg der wirklich in der Luft enthaltenen Feuchtigkeit dienen
ibt es noch eine Menge anderer Vorrichtungen, die nicht
rometer (Feuchtigkeitsmesser), sondern höchstens nur als
skope (Feuchtigkeitsanzeiger) betrachtet werden können,
sie nämlich geeignet sind, eine Zu- oder Abnahme der at-
rischen Feuchtigkeit zu verrathen. Man wählt zu ihrer Con-
n sog. hygroskopische Körper, welche durch Aufnahme und
tung des atmosphärischen Wasserdampfes eine merkliche
ɛrung, z. B. eine Verlängerung und beim Trocknen eine Ver-
ɛ erleiden. Die bekanntesten unter den hierher gehörigen
ɛopen sind die von de Luc und Saussure, welche vielfach im
ɛhe waren und wohl auch jetzt noch hin und wieder benutzt
. Zu dem sog. Hygrometer von Saussure nimmt man ein
weiches, nicht gekräuseltes und auch nicht gespaltenes Haar
n Kopfe eines gesunden, lebenden Menschen. Dasselbe wird,
n es durch Auskochen in Kalilauge oder (nach Regnault)
lurch Aether entfettet ist, mit einem seiner Enden an einem
en Gestelle befestigt und mit dem anderen Ende um eine
Rolle geschlungen, die sich bei der Verkürzung des Haares
Durch ein Gewichtchen, welches an einem Faden hängt,
rüglich des Haares in entgegengesetzter Richtung um die
eschlungen ist, wird eine Drehung im entgegengesetzten Sinne
, wenn sich das Haar verlängert. An der Axe der Rolle ist
ger befestigt, welcher während der Bewegung der ersteren
iem Gradbogen spielt. In feuchter Luft verlängert sich das
weil es Feuchtigkeit aufnimmt, in trockner Luft verkürzt es
laher sich denn der Zeiger, je nach dem Zustande der Luft,
ch der einen, bald nach der andern Seite drehen wird. Um
ten Punkte der Scale: die Punkte der grössten Trockenheit
össten Feuchtigkeit zu bestimmen, wird die Vorrichtung zu-
ıter eine Glasglocke gebracht, worin die Luft durch Chlorcal-
der durch eine Schicht concentrirter Schwefelsäure, die sich
n Boden eines cylindrischen Glasgefässes befindet, vollstän-
ıgetrocknet ist. Der Punkt der kreisförmigen Scale, wo sich
iger feststellt, wird mit 0 bezeichnet. Hierauf bringt man

das Instrument unter eine Glocke, welche durch Wasser abgesperrt ist, und deren Wände noch mit destillirtem Wasser befeuchtet sind. Hierdurch sättigt sich der innere Raum der Glocke bald mit Wasserdämpfen, und der Zeiger geht nach der andern Seite der Scale. Der Punkt, bei dem der Zeiger stehen bleibt, wird durch 100 bezeichnet und der Zwischenraum zwischen den beiden so bestimmten Punkten in 100 gleiche Theile getheilt. Indess hat man auch eine grössere Anzahl zwischenliegender Punkte empirisch zu bestimmen gesucht, was jedoch kaum der Mühe lohnt bei einem Instrumente, das so leicht in Unordnung geräth und überhaupt nicht zu genauern vergleichbaren Resultaten führen kann. Nach Regnault's [1]) Versuchen besitzt dasselbe nicht die vorausgesetzte Empfindlichkeit, indem es öfter einer langen Zeit bedarf, um auf seinen der atmosphärischen Feuchtigkeit entsprechenden Gleichgewichtspunkt zu kommen. Soll das Instrument zur Ermittelung der in der Luft enthaltenen Feuchtigkeit dienen, so ist erforderlich, die den einzelnen Scalenpunkten (sog. Feuchtigkeitsgraden) entsprechenden Spannkräfte des Wasserdampfes empirisch zu bestimmen; — eine Arbeit, die für jedes Haarhygroskop insbesondere zu leisten wäre, da nach Regnault's Versuchen Hygroskope aus verschiedenen Haaren, die in verschiedenen Operationen oder durch verschiedene Processe entfettet wurden, selbst bei Uebereinstimmung in den beiden fixen Punkten, grosse Unterschiede in ihren Angaben zeigten. Man hat erkannt, dass hier eine allgemein giltige Tabelle [2]), welche die den einzelnen Feuchtigkeitsgraden entsprechenden Spannkräfte und Mengen des atmosphärischen Wasserdampfes angibt, nicht aufgestellt werden kann. Eben so wenig ist das de Luc'sche Fischbeinhygroscop als Feuchtigkeitsmesser zu empfehlen. Dasselbe besitzt eine ähnliche Einrichtung wie das Saussure'sche Instrument, nur dass statt des Haares ein dünner Streifen quer über die Fasern geschnittenen Fischbeins als hygroskopische Substanz benutzt wird.

Ausser diesen Substanzen hat man noch eine grosse Anzahl anderer zu hygroskopischen Vorrichtungen benutzt, die jedoch in Rücksicht ihres wissenschaftlichen Werthes noch viel weniger Bedeutung als die zuvor erwähnten Apparate haben. So empfahlen

---

[1]) s. Poggend. Ann. Bd. LXV. S. 332.

[2]) s. bez. solcher Tabellen Baumgartner: Naturlehre, Supplementbd. 1831. S. 278, u. Kämtz, Meteorol. I. S. 327.

silber gefüllten Federkiel als Hygroskop. Als eine der ältesten Vorrichtungen wird das Saitenhygroskop oder das sog. holländische Hygrometer angeführt. Von der Decke eines kleinen Häuschens mit zwei Eingängen hängt ein Stück Darmsaite vertikal herab. Dieselbe trägt an ihrem unteren Ende eine dünne Scheibe, auf welcher zwei Puppen, eine männliche mit einem Regenschirm und eine weibliche mit einem Fächer, angebracht sind. Schwillt nun die Saite durch Aufnahme atmosphärischer Feuchtigkeit an, so dreht sich dieselbe und mit ihr die Scheibe nach einer bestimmten Richtung, demzufolge die männliche Puppe aus ihrem Eingange hervortritt und auf Regen deutet. Bei zunehmender Trockenheit dreht sich die Scheibe nach der entgegengesetzten Richtung; die weibliche Puppe tritt hervor und verkündet heitere Witterung.

Nicht selten noch im Gebrauche ist ein Hygroskop, zu dessen Construction die Granne des wilden Hafers (*Avena fatua L.*), des Federgrases (*Stipa pennata*), oder die des Samenkornes von dem Storchschnabel (*Erodium cicutorium*, oder von *Geranium moschatum*, desgleichen von *Pelargonium triste*, etc.) benutzt wird. Die Granne des Storchschnabels, die sich bei dem reifen und getrockneten Samen 5 bis 6mal spiralförmig windet, während das Ende geradlinig bleibt, streckt sich, in Wasser gelegt, fast ganz gerade. Um ihre hygroskopische Eigenschaft, d. h. ihre Absorptionsfähigkeit für atmosphärische Feuchtigkeit, zu steigern, zieht man mit einem Federmesser die behaarte Oberhaut ab, so dass nur die holzähnliche Substanz der Granne übrig bleibt. Hierauf steckt man das Samenkorn in den Mittelpunkt einer kreisförmigen Scheibe, welche in 10 gleiche Theile getheilt ist, und rechnet jede Windung der Granne als einen Zehner, die Zahl der Scheibe aber, über welcher die Spitze der Granne steht, als Einer. Man erhält dann eine hygroskopische Scale von etwa 70 Graden. Indess hat sich gezeigt, dass die Granne den Veränderungen der Luftfeuchtigkeit nicht augenblicklich und vollständig entspricht.

B. Täglicher und jährlicher Gang der atmosphärischen Feuchtigkeit.

177. Den Gang der atmosphärischen Feuchtigkeit an einem Orte der Erdoberfläche erfährt man durch regelmässig fortgesetzte hygrometrische Beobachtungen, wie dergleichen z. B. von Kupffer in

Petersburg ein Jahr hindurch von 8 Uhr Morgens bis Abends 1 Uhr, von Neuber in Apenrade ebenfalls ein Jahr lang von 7 Uhr Morgens bis 10 Uhr Abends, und von Kämtz in Halle mehrere Jahre hindurch stündlich von 6 Uhr Morgens bis 10 Uhr Abends angestellt wurden. Die Werthe für die Nachtstunden berechnete letzterer durch Interpolation. Es ergab sich nun für Halle, sowie überhaupt für continentale Orte der gemässigten Zone, dass im Winter der absolute Dampfgehalt der Atmosphäre im Ganzen regelmässig bis zum Nachmittage wächst, dann aber mit dem Sinken der Temperatur bis zum folgenden Morgen wieder abnimmt, und vor Aufgang der Sonne ein Minimum erreicht. Also während eines vollen Tages ein Maximum und ein Minimum des Dampfgehaltes in naher Uebereinstimmung mit dem Maximum und Minimum der Temperatur. Doch findet im Frühjahr eine Veränderung der bezeichneten beiden Wendepunkte gegen die Mitte des Tages hin statt. Dagegen ergaben sich im Sommer für den Dampfgehalt der Atmosphäre zwei Maxima und zwei Minima. Das erste Maximum erscheint 8—9 Uhr Morgens, das erste Minimum 2 bis 4 Uhr Nachmittags, das zweite Maximum 8 bis 9 Uhr Abends und das zweite Minimum zur Zeit des Sonnenaufganges. Das zweite Minimum findet im Allgemeinen zur Zeit der grössten Tageswärme statt, das Maximum des Morgens in den verschiedenen Monaten bald früher, bald später. Dieses doppelte Maximum und Minimum während der Sommertage lässt sich füglich als eine Wirkung des aufsteigenden Luftstromes betrachten, der sich in den Morgenstunden erhebt und zur Zeit der grössten Tageswärme am lebhaftesten ist. Dabei müssen wir jedoch mit Kämtz [1]) noch den Widerstand berücksichtigen, welcher sich der Verbreitung des Wasserdampfes von Seiten der Luft entgegenstellt. Offenbar muss mit steigender Sonne der Dampfgehalt der Atmosphäre zunehmen, weil dann die Verdunstung des Wassers reichlicher wird. So stellt sich des Morgens in den unteren Schichten der Atmosphäre ein Maximum ein. Sobald indess der aufsteigende Luftstrom beginnt, wird von ihm der Dampf in die Höhe geführt, daher unten der Dampfgehalt abnehmen muss, bis die Intensität dieses vertikalen Luftstromes geringer wird und endlich ganz aufhört. Alsdann erfolgt eine neue Zunahme des Dampfes in den unteren Schichten, indem nunmehr der neugebildete Dampf in den

[1]) Vorles. über Meteorol. S. 107.

selben verharren kann, während zum Theil wohl auch Dampf aus der Höhe herabsinkt, der in den unteren wärmeren Schichten sich in Gasform zu behaupten vermag. Es wird also in den Abendstunden ein zweites Maximum hervortreten, und hierauf wegen der mit weiter sinkender Temperatur erfolgenden Condensation des Wasserdampfes eine allmälige Abnahme bis zum folgenden Morgen stattfinden.

Das Vorstehende bezieht sich auf den absoluten Dampfgehalt der Atmosphäre. Die relative Feuchtigkeit, die, wie wir wissen, durch das Verhältniss zwischen der wirklichen und der bei der herrschenden Lufttemperatur überhaupt möglichen Dampfmenge bestimmt ist, erreicht im Allgemeinen in den wärmsten Stunden ein Minimum und steigt dann wieder in der Nacht bis zum Aufgange der Sonne. Zu dieser Zeit erscheint uns dann die Luft am feuchtesten, insofern dieselbe für die herrschende Temperatur ihrem Sättigungspunkte am nächsten ist.

178. Einen anderen Gang als den zuvor bezeichneten befolgt die atmosphärische Feuchtigkeit an Orten, welche an den Küsten des Meeres gelegen sind. Dies ergab sich schon aus Beobtungen, welche Kämtz im Sommer 1837 (Juli und August) an der Ostsee bei Treptow an der Rega anstellte. In beiden Monaten wurde das zweite Maximum, welches zu Halle im Verlaufe des Abends hervortritt, vermisst. Noch grössere Abweichungen von dem täglichen Gange der Feuchtigkeit an continentalen Orten ergaben die Beobachtungen Neuber's in Apenrade, einem Orte, der an einem Meerbusen des kleinen Belt gelegen ist. Hier findet durchaus keine Abnahme des Dampfgehaltes um die Mittagszeit statt; die Dampfmenge sinkt und steigt fast gleichzeitig mit der Temperatur. Es liegt nahe, dieses ungleiche Verhalten auf die Nachbarschaft des Meeres zurückzuführen. Natürlich muss hier unter dem Einflusse der Tageswärme eine viel grössere Quantität von Wasser dampfförmig werden, als in Gegenden, wo das Wasser in bei weitem geringerer Ausdehnung vorkommt; besonders aber ist zu bedenken, dass wegen des aufsteigenden Luftstromes über dem Lande (Küste) von dem kühleren Meere her die reichlich mit Wasserdämpfen versehene Luft dem Lande zuströmt und hier gerade zur Zeit der grössten Tageswärme eine Vermehrung im Dampfgehalte der Atmosphäre herbeiführt, während der aufsteigende Luftstrom an continentalen Orten gerade das Gegentheil bewirkt.

In Uebereinstimmung hiermit steht es, dass auch auf hohen Bergen während des Tages nur ein Maximum und ein Minimum im Dampfgehalt der Luft vorkommt. Kämtz stellte auf dem 5500 Fuss hohen Rigi im Juni 1832 und 1833 und im September und October dieser beiden Jahre auf dem 8200 F. hohen Faulhorn stündliche Beobachtungen am Hygrometer an, während dasselbe von Horner in Zürich geschah. Zur Zeit des Sonnenaufganges zeigt sich sowohl in Zürich als auf dem Rigi ein Minimum des Dampfgehaltes dagegen fand auf dem Rigi keine Abnahme der Dampfmenge um die Mittagszeit statt, wie dies in der Tiefe zu Zürich der Fall war. Auf dem Faulhorn gab sich sogar einige Stunden nach Mittag ein entschiedenes Maximum der absoluten Dampfmenge zu erkennen. Wohl ohne Zweifel liegt die Ursache dieses Ganges der Feuchtigkeit in jenem aus der Tiefe aufsteigenden Luftstrome, welcher den unten gebildeten Wasserdampf zum Theil mit sich in die Höhe führt.

179. In Rücksicht des jährlichen Ganges der atmosphärischen Feuchtigkeit fand sich, dass die absolute Dampfmenge mit der Temperatur steigt und fällt, so dass dieselbe durchschnittlich ihr Maximum im Juli, ihr Minimum im Januar erreicht. Die relative Feuchtigkeit ist dagegen in den wärmsten Monaten des Jahres durchschnittlich am geringsten, die Luft also am trockensten, während dieselbe in den kälteren Monaten am feuchtesten erscheint, weil sie dem der herrschenden Temperatur entsprechenden Sättigungszustande am nächsten ist und daher schon eine verhältnissmässig sehr geringe Temperaturerniedrigung einen wässerigen Niederschlag bewirken kann.

Die nachstehende Tabelle von Kämtz gibt die mittlere absolute und relative Dampfmenge für die einzelnen Monate des Jahres zu Halle. Die absolute Dampfmenge ist gegeben durch die entsprechende Spannkraft des Dampfes (ausgedrückt in Par. Linien nach der Höhe der äquivalenten Quecksilbersäule), die relative Dampfmenge in Procenten der möglichen.

Monat.	Absolute Dampfmenge.	Relative Dampfmenge.
Januar	1,999‴	85,0
Februar	2,105	79,9
März	2,264	76,4

Monat.	Absolute Dampfmenge.	Relative Dampfmenge.
April	2,769‴	71,4
Mai	3,474	69,1
Juni	4,537	69,7
Juli	5,154	66,5
August	4,744	66,1
September	4,238	72,8
October	3,488	78,9
November	2,502	85,3
December	2,482	86,2

h diese Tabelle wird das zuvor Gesagte im Wesentlichen Wir lassen hier noch mehrere, auf die absolute Dampfügliche Tabellen [1]) folgen, die ebenfalls bekunden, dass lung der Dampfmenge in der jährlichen Periode sich dem Gange der Temperatur anschliesst; so dass die Maximalh in den wärmsten Monaten finden. Die Angaben der en Tabellen beziehen sich auf französische, die der letzglische Linien.

Calcutta.	Benares.	Nasirabad.	Seringapatam.	Poonah.
4,53	4,64	2,218	5,179	4,718
5,88	4,69	2,476	5,922	3,851
7,25	4,94	2,476	6,113	3,907
8,35	5,37	2,701	7,633	5,664
10,59	6,91	2,972	7,633	7,082
10,69	10,69	6,575	7,397	8,614
10,64	11,69	8,568	7,161	8,760
10,74	11,66	8,523	6,687	8,411
10,15	10,66	7,239	6,687	7,985
9,38	8,99	3,771	7,161	6,903
6,45	6,19	3,232	6,622	5,461
5,62	4,42	2,780	5,845	3,626
8,35	7,55	4,47	6,67	6,25
6,21	7,27	6,35	2,45	4,90

[1]) Repertorium d. Physik. Bd. IV. S. 265.

	London.	Apenrade.	Halle.	
Januar	2,82	2,335	1,999	1
Februar	2,89	2,235	2,105	2
März	3,38	2,573	2,264	2
April	3,84	3,495	2,769	2
Mai	4,19	4,280	3,474	3
Juni	5,05	5,435	4,537	4
Juli	5,56	6,133	5,154	4
August	5,78	5,968	4,744	4
September	5,28	5,525	4,238	4
October	4,15	4,338	3,488	2
November	3,55	2,902	2,502	2
December	3,28	2,790	2,482	2
Mittel	4,147	4,00	3,31	3
Untersch.	2,96	3,90	3,16	2

	Petersburg.	Lugan.	Slatust.	Bogoslowsk.
Breite	59°57′	48°35′	55°11′	59°45′
Länge Par.	27°59′	37°1′	57°25′	57°39′
Januar	1,06	0,68		
Februar	1,19	1,22		
März	1,45	1,54		
April	1,87	1,82		
Mai	2,33	3,44		
Juni	3,09	4,43		3,51
Juli	3,90	4,84	3,90	4,03
August	4,07	4,26	3,92	3,76
September	3,41	2,83	2,71	2,22
October	2,29	2,47	1,53	1,77
November	2,12	1,87	1,09	1,15
December	1,27	1,58	0,74	0,54
Mittel	2,33	2,58		
Untersch.	3,01	4,16	3,16	3,49

180. Da die Intensität des Verdunstungsprocesses Intensität der Wärme abhängt, durch welche er wesentli

ist, so lässt sich vermuthen, dass die absolute Dampfmenge im Allgemeinen vom Aequator nach den Polen hin abnehmen müsse. Mit dem relativen Dampfgehalt kann es sich zum Theil anders verhalten, d. h. die Luft kann in kälteren Gegenden, ungeachtet der geringeren absoluten Dampfmenge feuchter als in wärmeren Gegenden sein, weil nämlich dort die Atmosphäre wegen der obwaltenden Temperaturverhältnisse ihrem Sättigungspunkte näher steht. Dagegen wird in den ausgedehnten Wüsten Afrikas und Asiens die Luft überhaupt sehr trocken sein. Auch sonst im Innern der Continente fand man die Luft sehr trocken, so A. v. Humboldt [1]) in den Ebenen Sibiriens und d'Abbadie [2]) in Abessinien. Selbst im Innern der Vereinigten Staaten von Nordamerika ist die Luft verhältnissmässig sehr trocken, obschon es hier an grösseren Wasseransammlungen nicht fehlt. Die Ursache dieser Erscheinung werden wir im klimatischen Theile d. W. besprechen. — Was die Luft über dem Meere insbesondere anlangt, so ist ersichtlich, dass dieselbe bei längerer Berührung mit der Meeresfläche bald in den Zustand der Sättigung gerathen muss, indem sie soviel Dampf aufnimmt, als sie bei der herrschenden Temperatur in sich aufzunehmen vermag. Es ist nun aber bekannt, dass das Meerwasser wegen seines Salzgehaltes dem Verdampfungsprocess einen gewissen Widerstand entgegensetzt, zu dessen Ueberwindung ein bestimmtes Wärmequantum verwendet werden muss. Auch siedet Wasser, worin sich Salze gelöst befinden, bei höherer Temperatur als reines Wasser, während die Temperatur des Dampfes, bei gleichem Barometerstande, in beiden Fällen dieselbe ist. Hieraus kann man allenfalls schliessen, dass dem Dampfe, welcher aus reinem Wasser hervortritt, eine grössere Spannkraft zukommt, als demjenigen, welcher bei derselben Temperatur der Flüssigkeit und bei demselben Barometerstande (Luftdruck) aus Salzlösungen sich entwickelt. Bei gleicher Temperatur gibt Meerwasser weniger Dampf als reines Wasser. Der Thaupunkt liegt aber, nach Kämtz, etwa um 3,5° C. unter der Temperatur des Meerwassers. Ist nämlich die Temperatur des Aequatorialmeeres = 26,6° und die Temperatur, welche der Spannkraft (9,037‴) der mit Dampf gesättigten Luft entspricht, = 23,1°, so haben wir 3,5°

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXIII. S. 102.
[2]) Poggend. Ann. Bd. LVIII. S. 574.

als Differenz des Thaupunktes und der Temperatur des Meerwassers. Dasselbe ergibt sich für den grossen Ocean, falls die Wärme des Meerwassers daselbst 28,4° und die der Spannkraft 10,089‴ entsprechende Temperatur = 24,9° ist. Insofern nun das Meerwasser bei etwa 103,7° siedet, findet man zwischen dem Siedpunkte des Meerwassers und dem des reinen nahe dieselbe Differenz, welche zwischen der Temperatur des Meerwassers und dem Thaupunkte (Condensationspunkte) des über demselben in der Luft enthaltenen Dampfes besteht.

Mit wachsender Entfernung von den Küsten des Meeres nimmt auf dem Festlande der Dampfgehalt ab. Für Europa insbesondere zeigt sich eine Abnahme von der Westküste nach Osten hin. Indessen ist hierbei der Einfluss der Luftströmungen, durch welche der Wasserdampf weiter geführt wird, nicht ausser Acht zu lassen. Dove hat darauf hingewiesen, dass das Meer die vornehmste Feuchtigkeitsquelle der Luft ist, wogegen die anderen continentalen Wasseransammlungen, wie Flüsse und Binnenseen, nur einen unbedeutenden Beitrag liefern. Bedenkt man nun, dass ein Niederschlag des aus dem Meere aufgenommenen Wasserdampfes über den Continenten nur dann erfolgen kann, wenn hier die Temperatur niedriger ist als jene, bei welcher die Luft den Dampf aufnahm, so ergibt sich, dass im Sommer, in Folge der fortwährenden Mengung der Atmosphäre durch Strömungen, der Wasserdampfgehalt der Luft über dem Lande und Meere nur wenig verschieden sein wird, hingegen im Winter eine Abnahme desselben von den Küsten nach dem Innern der Continente hin stattfinden muss, da die Luft beim Fortschreiten nach den kälteren Gegenden immer mehr Feuchtigkeit absetzt. Dieses Resultat erhielt Dove [1]) durch eine ausführliche Berechnung der Monatsmittel des Dampfgehaltes rücksichtlich einer gewissen Anzahl von Orten, für welche die Spannkraft des Wasserdampfes bestimmt war.

Wenn also die Luft, welche mit der Meeresfläche in Berührung war, über den Continent strömt, so wird sie im Allgemeinen ihren Dampfgehalt behalten, falls keine Niederschläge erfolgen, hingegen davon verlieren, wenn solche stattfinden. Die Bedingung des Niederschlages ist aber um so weniger vorhanden, je höher die Temperatur des Bodens, über welchen die Luft strömt, verglichen

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXVII. S. 369.

mit der des Meeres, ist, wo das Wasser verdunstete; dagegen wird ein Niederschlag desto eher zu erwarten sein, je tiefer die Temperatur des festen Bodens unter die des Meeres herabsinkt. Daher wird im Allgemeinen, wie schon hervorgehoben, der Dampfgehalt der Atmosphäre über dem Meere und dem Lande wenig verschieden sein, wenn das Land, wie im Sommer, eine höhere Temperatur hat als das Meer, mit der Entfernung von der Küste über dem Lande aber dann abnehmen, wenn das letztere, wie im Winter, kälter ist als das Meer.

Aus einer Vergleichung der oben erwähnten Monatsmittel verschiedener Orte ergab sich, dass in der Gegend der Windstillen und in der dem Aequator nächsten Zone der Moussons die Spannung der Dämpfe zwar am grössten, zugleich aber die Oscillation, d. h. der Unterschied des grössten und kleinsten Monatsmittels, nicht erheblich ist. Da, wo am Meeresufer die jährliche Veränderung unerheblich, ist sie es auch in bedeutender Höhe, wo die Elasticität des Wasserdampfes natürlich auch sonst schon weit unbedeutender ist. Dies zeigte namentlich die Vergleichung von Madras mit dem 8100′ hohen Dodabetta. Nähert man sich aber in der Gegend der Moussons mehr der äusseren Grenze, so wird die Oscillation sehr bedeutend und erstreckt sich auch auf erhebliche Höhen. Das excessivste Klima in Rücksicht der Feuchtigkeitsverhältnisse offenbarten China und Hindostan. Dagegen ist die Veränderung in der Zone des constanten Passates unerheblich. Alles zusammengenommen gibt, nach Dove, für die heisse Zone die Regel: dass überall, wo bei höherem Sonnenstande Aequatorialströme wehen, bei niederem Polarströme, die jährliche Veränderung (der Elasticität des Wasserdampfes) bedeutend ist, hingegen unbedeutend, wo das ganze Jahr hindurch die Windesrichtung mehr constant, oder wo die Abwechselung von Polar- und Aequatorialströmen im umgekehrten Sinne erfolgt. Dasselbe gilt auch für die gemässigte Zone. Unter gleicher Breite ist in Nordamerika die Oscillation erheblicher als in Europa, was mit dem Umstande zusammenhängt, dass die Windesrichtung dort in den Sommermonaten südlicher ist als in den Wintermonaten, in Europa hingegen im Winter südlicher als im Sommer. In Hinsicht auf die hygrometrischen Verhältnisse ist das Klima der vereinigten Staaten weit excessiver als das des südlichen Europas (Maliens), welches letztere im Sommer in den rückwärts verlängerten Passat aufgenommen wird, so dass die Spannung der Dämpfe

hier nicht im Verhältniss der Temperaturerhöhung nach dem Sommer hin zunimmt, während im Winter, wo dasselbe in den herabkommenden oberen Passat tritt, die Elasticität der Dämpfe daselbst die nördlich gelegener Gegenden erheblich übertrifft. Nur an der Westküste Amerika's treten den europäischen ähnliche Verhältnisse hervor.

In Rücksicht des Einflusses, welchen die Luftströmungen auf den Dampfgehalt der Atmosphäre ausüben, sei hier noch auf die Gegend der Moussons hingewiesen, wo (wie die zweite der S. 261 mitgetheilten Tabellen deutlich erkennen lässt) die Spannkraft des Wasserdampfes in den Sommermonaten so plötzlich steigt, dass an eine fremde Ursache dieser so ungewöhnlichen Zunahme, nämlich an das Eindringen des dampfreichen SW.-Mousson zu denken ist.

181. Um den Einfluss, welchen die Winde auf den Dampfgehalt der Luft an einem Orte der Erdoberfläche haben, herauszustellen, bestimmt man für jeden Wind den mittleren ihm zugehörigen Dampfgehalt. Man erhält dann für den gegebenen Ort die sog. atmische oder hygrometrische Windrose. Dove [1]) hat eine solche für London, Kämtz [2]) für Halle und Paris berechnet. Es fand sich, dass das Maximum der absoluten Dampfmenge im Jahresmittel zu London auf S., das Minimum auf NO. fällt. Die Druckdifferenz (in Rücksicht der Spannkraft des Wasserdampfes) ergab sich = 3,6 Millimeter. Im Winter fällt das Maximum daselbst auf SW., das Minimum auf O., in den übrigen Jahreszeiten resp. auf S. und N. Für Halle entspricht der geringsten Dampfmenge der Wind aus NO. gegen N., der grössten derjenige aus S. gegen SO. Die Bestimmung für Paris führte im Jahresmittel zu ganz ähnlichen Resultaten wie für London; nur in den einzelnen Jahreszeiten ergaben sich Abweichungen.

Durchschnittlich sind nun für Europa die wärmeren, dampfreichen Südwest- und Westwinde feuchte Winde, natürlich mehr im Winter, weniger im Sommer, da während der letztgenannten Jahreszeit die Continente wärmer und deshalb der Wasserdampf sich mehr in Gasform zu behaupten vermag. Dagegen sind die Luftströmungen aus NO. zu jeder Jahreszeit trockne Winde. Natürlich ist hier, bei Betrachtung des Einflusses der Winde auf die Feuchtigkeitsverhältnisse einer Gegend, der Unterschied zwischen absolutem

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. XVI.

[2]) Meteorol. I.

d relativem Dampfgehalt wohl zu beachten. Kommen dampfreiche nde nach wärmeren Gegenden, so kann trotz der zunehmenden ehten Dampfmenge die relative Feuchtigkeit sich vermindern, s die Luft in Folge einer Temperaturerhöhung von ihrem Sättigungs- kte entfernt gehalten wird; wogegen, wenn solche Winde in käl- n Gegenden auftreten, die relative Feuchtigkeit zunehmen muss. ch kann auch hier bei hinreichender Erhöhung der Temperatur ch den wärmeren Wind vorerst eine Abnahme der relativen chtigkeit statt haben, bis die weiter herbeiströmende dampfreiche ft die bisher an dem Orte herrschende dampfärmere verdrängt und sie selbst hinreichend erkaltet ist. Kommt hingegen ein ckner, kälterer Wind in eine wärmere, dampfreichere Gegend, so n die relative Feuchtigkeit anfänglich zunehmen, indem die Luft Folge einer raschen Temperaturerniedrigung ihrem Sättigungs- tande näher gebracht wird. Sobald indess diese Feuchtigkeit ch den Wind weiter fortgeführt ist und die herbeiströmende käl- e Luft in der wärmeren Gegend eine Temperaturerhöhung er- ren hat, muss die relative Feuchtigkeit abnehmen, d. h. die Luft ckner werden.

Unter allen Umständen aber bieten die beiden Hauptströme Atmosphäre, der nördliche und südliche (resp. nordöstliche und lwestliche) einen Gegensatz in Rücksicht der Feuchtigkeit. Der rdliche Strom wird, da er von kälteren Gegenden herkommt, en absolut geringeren Dampfgehalt als der südliche besitzen. berdies wird sich seine Fähigkeit, neuen Dampf aufzunehmen, m Fortschreiten zu niederen (wärmeren) Breiten steigern, während gekehrt der südliche Strom auf seinem Wege zu höheren (käl- en) Breiten an Dampfcapacität verliert und daher seinem Sättigungs- kte immer näher kommt.

182. Ob der Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre in der Höhe inger oder grösser sei als an niedrig gelegenen Orten, ist eine ge, die man verschieden beantwortet hat. Es sind hierbei ver- iedene Umstände zu berücksichtigen, und vor Allem ist auch r zwischen absoluter und relativer Dampfmenge zu unterscheiden. n hat darauf hingewiesen, dass die Dampfatmosphäre wie die Luft- osphäre mit wachsender Höhe abnehmen könne und wohl auch sse, und dass das Wasser, aus welchem sich der Dampf entwickelt, n Niederungen zuströme; daher man hier die grösste Dampfmenge erwarten habe. Ueberdies nehme ja auch die Temperatur der

Atmosphäre mit wachsender Höhe ab. Aus dem Allen lasse sich entnehmen, dass die absolute Dampfmenge im Allgemeinen mit steigender Höhe sich vermindern müsse. Aus fünfjährigen Beobachtungen berechnete Kämtz [1]) den mittleren jährlichen Dampfgehalt für Genf (durch die Höhe einer Quecksilbersäule gemessen) = 6,0 Millimeter, auf dem Grossen Bernhard = 3,14 Millimeter. Auch ergibt sich für den jährlichen Spielraum des Dampfgehaltes, ausgedrückt durch die Differenz des jährlichen Maximum und Minimum eine Verminderung mit steigender Höhe. Dieser Spielraum beträgt für Halle 7,1 Millimeter, für Genf 5,71 Millimeter und auf dem Grossen Bernhard nur 3,56 Millimeter.

Anders verhält es sich mit der relativen Feuchtigkeit auf den Höhen im Vergleich zu den tiefer gelegenen Orten. Die Temperatur der Atmosphäre nimmt freilich mit wachsender Höhe ab. Es steigt aber auch Dampf aus den Niederungen empor. Demnach braucht nur die Temperaturabnahme in der Höhe schneller zu erfolgen, als die Abnahme des in der Luft enthaltenen Dampfes, damit sich in der Höhe eine grössere relative Feuchtigkeit als unten erzeuge. Zwar hat man aus hygroskopischen Beobachtungen, welche von Saussure, de Luc, v. Humboldt und Andern auf Gebirgen angestellt wurden und hier eine leicht begreifliche rasche Verdunstung bekundeten, den Schluss gezogen, dass die Luft daselbst vorherrschend trocken sei. Indessen stellte schon Kämtz die Allgemeingiltigkeit dieses Schlusses in Frage, insofern die meisten jener Beobachtungen im Sommer und vereinzelt bei günstiger Witterung gemacht seien. Es ist zu bedenken, dass nicht allein zu Zeiten vertikale Luftströme aus der Tiefe emporsteigen und den hier gebildeten Wasserdampf zum Theil den höher gelegenen Orten zuführen, wodurch der schon erörterte tägliche Gang des absoluten Dampfgehaltes an diesen Orten bestimmt wird (S. 260) sondern dass auch horizontal bewegte Luft ihren Wasserdampf den Gebirgen zubringt, wo derselbe eine mehr oder minder bedeutende Condensation erfährt, was später bei Betrachtung der Wolken und Regenverhältnisse weiter zur Sprache kommen wird. Im Allgemeinen dürfen wir auf Grund der bis jetzt angestellten Betrachtungen die relative Feuchtigkeit auf Gebirgen nicht geringer als die in der Tiefe herrschende anschlagen. Allerdings wird in der freien Atmosphäre, abgesehen von den mit

[1]) Meteorol. I.

direnden Einflüssen, welche durch Luftströmungen in gewissen Höhen bewirkt werden können, endlich eine entschiedene Abnahme sowohl der relativen als absoluten Dampfmenge stattfinden müssen.

C. Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes.

a. Thau und Reif.

183. Die Verdichtung (Condensation) des atmosphärischen Wasserdampfes, d. h. die Ueberführung desselben aus dem gasförmigen in den tropfbarflüssigen oder starren Zustand, kann in Folge einer Temperaturerniedrigung auf verschiedene Weise von Statten gehen. Betrachten wir zunächst diejenige Condensation des Wasserdampfes, welche an der Erdoberfläche durch eine Erkaltung der daselbst befindlichen Körper bewirkt wird. Es gehört hierher die Erscheinung des Thaus und Reifes.

Als wir die Ermittelung des absoluten Dampfgehaltes der Atmosphäre durch das Condensationshygrometer besprachen, fand sich, dass ein Körper, welcher allmälig erkaltet, endlich eine Temperatur erlangt, bei der die ihn umgebende Luft in den Zustand der Sättigung geräth, so dass ein Theil ihres Dampfes sich auf demselben in der Form feiner Tröpfchen niederschlagen muss. So nun verhält es sich bei Körpern, die auf der Erdoberfläche durch Ausstrahlung ihrer Wärme unter die Temperatur der umgebenden Luft bis zu einem gewissen Grade erkalten. Der in der Luft vorhandene Wasserdampf wird sich dann auf der Oberfläche solcher Körper in Gestalt von Wassertröpfchen absetzen, und zwar im Allgemeinen um so mehr, je grösser die Temperaturdifferenz zwischen den betreffenden Körpern und der Luft ist. Es war zuerst Wells [1]), dem es gelang, die Erscheinung des Thaues auf bestimmte physikalische Gesetze zurückzuführen, indem er die hauptsächlichsten Umstände aufsuchte, welche die Erkaltung der Körper durch die nächtliche Ausstrahlung ihrer Wärme modificiren können.

184. Unter sonst gleichen Umständen schlägt sich der Thau auf verschiedenen Körpern in sehr verschiedener Menge nieder, je nachdem ihr Wärmeausstrahlungsvermögen grösser oder geringer ist.

---

[1]) An essay on Dew etc. London 1815: Versuch über den Thau und einige damit verbundene Erscheinungen, übers. von Horner. Zürich 1821.

Körper, deren Oberfläche die Wärme leicht ausstrahlt, erkalten schneller als andere von geringerem Ausstrahlungsvermögen. Daher bethaut Glas leichter als Metall. Von besonderem Einflusse dabei ist der mechanische Zustand der Körper. So strahlen Körper mit rauher Oberfläche und im fein vertheilten Zustande die Wärme leichter aus als andere mit glatter Oberfläche oder wenn sie im Zustande compacter Massen vorkommen. Deshalb werden auch Holzspähne leichter bethaut als grössere Holzstücke, lockerer Kiesboden leichter als festgetretenes Erdreich, und Pflanzen leichter als der feste Erdboden.

Sodann ist die Lage des betreffenden Körpers gegen seine Umgebung zu berücksichtigen. Enthält die letztere Körper, welche Wärme nach jenen reflectiren und ausstrahlen, so muss dadurch selbstverständlich seine Erkaltung in Folge seiner eigenen Wärmeausstrahlung beeinträchtigt werden. Derselbe wird gewiss um so stärker erkalten, je mehr er nach allen Seiten der freien Atmosphäre ausgesetzt ist. Auch durch Wolken wird die Erkaltung der Körper (durch Ausstrahlung ihrer Wärme nach dem Himmel hin) behindert, indem dieselben die von den Körpern ausgehenden Wärmestrahlen nicht leicht durchlassen. Dass Nächte, in denen der Himmel mit Wolken bedeckt ist, stets minder kalt sind als heitere, hat man schon längst bemerkt. Wilson fand, dass ein Thermometer, welches während einer abwechselnd heiteren und wolkigen Nacht der freien Luft ausgesetzt ist, sich stets erhebt, wenn die Luft sich verdunkelt, und fällt, wenn die Wolken sich zerstreuen. Daher zeigt sich der Thau in grösserer Menge auch nur in heiteren, windstillen Nächten; wie denn schon Aristoteles [1]) dergleichen wahrgenommen hat. Dagegen glaubte Muschenbroek [2]), dass sich der Thau in Holland vorzüglich dann bilde, wenn ein niedriger Nebel den Boden bedecke; indess gibt die beigefügte Bemerkung, dass alle Körper ohne Unterschied befeuchtet würden, zu erkennen, dass die hier entstandenen Tropfen vom Nebel selbst herrührten. Bewegte Luft ist ein Hinderniss der Thaubildung, insofern die Luft, wenn sie sich rasch an den Gegenständen der Erdoberfläche erneuert, denselben einen Theil der durch Ausstrahlung verlorenen Wärme zurückgibt. Auch ist bei heftigem Winde die Temperatur aller Körper

[1]) Meteorol. l. 1. Cap. X. De mundo. C. II.
[2]) Introductio. T. II. p. 2344.

ebenso dieselbe wie die der Luft. Bei windigem, und trübem Wetter ntsteht kein merklicher Thau; und der bei heiterem Himmel gebildete Thau verschwindet meist sehr bald, wenn windiges Wetter gt. Ist die Atmosphäre etwas bewölkt, aber sonst ruhig, oder ährend eines Windes heiter, so sind die Bedingungen der Thaubung nicht ganz ausgeschlossen. Folgt aber heiteres, windstilles etter dem trüben, so findet meist eine sehr reichliche Thaubung statt.

185. Der Thau ist also die Folge einer unmittelbaren Consation des atmosphärischen Wasserdampfes an der durch Wärmestrahlung erkalteten Oberfläche der Körper. Demselben geht stets ne Abkühlung der Körper, an welchen er sich bildet, voraus, so ss denn der in der umgebenden Luft enthaltene Wasserdampf rch Berührung mit der kälteren Oberfläche der betreffenden Körr auf diese niedergeschlagen wird. Demnach fällt der Thau auch cht eigentlich aus der Atmosphäre herab, und eben so wenig eigt er vom Boden auf, wie Gersten und Dufay [1]) annehmen zu üssen glaubten. Für ein solches Aufsteigen des Thaues scheint f den ersten Blick folgender Versuch zu sprechen. Setzt man mlich eine Glasglocke auf den Erdboden, so bethaut dieselbe an rer inneren Wandung oft so stark, dass das Wasser in Tropfen erabläuft. Diese Erscheinung kommt jedoch nur davon her, dass e Glocke durch Strahlung schnell erkaltet, und deshalb den vom oden aufsteigenden Wasserdampf bei der Berührung sogleich ondensirt. Der Boden kann aber hier um so weniger erkalten, als e Glocke seine Ausstrahlung behindert.

Melloni [2]) hat neuerdings die Well'sche Theorie des Thaues geprüft und dieselbe im Wesentlichen als richtig anerkannt. Doch fand er wischen den Temperaturen der bethauten Körper und der umgebenden Luft geringere Differenzen, als Wells und Wilson. Nach diesen kann die Temperatur an der Oberfläche eines Körpers unter den günstigsten Umständen bis zu 8° oder 10° unter die Temperatur der umgebenden Luft sinken. Melloni fand aber nie grössere Temperaturdifferenzen als 1° bis 2°, und schreibt die grösseren Werthe dem

[1]) Mém. de Paris. 1736. p. 352.

[2]) Compt. rend. XXIV. p. 531. 641; XXV. p. 499. Ann. de chim. et de hys. Sér. III. T. XXI. p. 145, XXII. p. 129. 467; Poggend. Ann. Bd LXXI. S. 16, Bd. LXXIII. S. 467.

Umstande zu, dass, die Thermometer in sehr ungleichen Höhen über dem Boden angebracht gewesen seien. Die besagte Temperatur differenz erscheint nach Melloni, der sich dabei auf Beobachtunge von Scoresby und Parry in hohen Breiten stützte, unabhängig vo der eigenthümlichen Temperatur der ausstrahlenden Körper un der umgebenden Luft. Die Abkühlung wird aber sehr begünstig durch eine zwischen krausen Hüllen ruhig verharrende Luftschicht. Dieses Resultat ergab sich an Thermometern, die ungleich dicht mit Wolle umwickelt waren. Je lockerer die Umwickelung war, desto schneller erfolgte die Abkühlung, indem die zwischen den Wollflocken liegende, erkaltete Luftschicht einen weiter erkalteten Einfluss ausübt. Melloni schliesst hieraus auf die ähnlichen Verhältnisse der dichten Vegetation am Erdboden, die gar keine so grosse Temperaturdifferenz in Rücksicht der umgebenden Luft erfordere, um den Sättigungszustand der letzteren herbeizuführen und somit eine Thaubildung zu veranlassen. Indem z. B. die Luft über Gräsern durch die Wärmeausstrahlung der letzteren sich abkühlt, senkt sie sich von den Spitzen her tiefer herab, erkaltet da, wo die Gräser dichter stehen, noch weiter und setzt ihre Feuchtigkeit auf der Oberfläche der Gräser ab. Dagegen wird sie an dem gegen die Ausstrahlung geschützteren Boden wieder erwärmt; daher sie von demselben Wasserdampf aufnimmt, um ihn abermals an die Gräser abzusetzen. Dieser Vorgang, d. h. das Niedersinken und Aufsteigen der zwischen den Gräsern befindlichen Luft, wiederholt sich öfter, und trägt so wesentlich zu einer reichlichen Thaubildung bei.

An beschatteten Orten beginnt die Thaubildung mitunter schon Nachmittags, wenn die Wärme anfängt zu sinken, und die Luft reich an Wasserdämpfen ist. Oefter kann man beobachten, was auch bereits Wells fand, dass nämlich das Gras schon einige Stunden vor Sonnenuntergang feucht wird, obgleich noch keine Tropfen auf demselben zu bemerken sind. Sonst entsteht der Thau unter den oben erörterten Bedingungen zu jeder Stunde der Nacht, doch reichlicher nach Mitternacht, und namentlich reichlich in jenen Morgenstunden, welchen eine bedeckte Nacht vorausging.

In verschiedenen Gegenden der Erde bildet sich der Thau in sehr ungleicher Menge [1]). Sehr reichlich findet man ihn, wie zu erwarten, in den Küstengegenden warmer Klimate. In Arabien

[1]) s. Kämtz, Meteorol. I. S. 355.

(Küste) ist die Thaubildung so beträchtlich, dass die Kleider der Reisenden davon durchnässt werden. Eben so erscheint in Suakim am rothen Meere in jeder Nacht viel Thau. Bei Tor am Golf von Suez ist der lehmige Boden vom Thau in den Morgenstunden ganz schlüpfrig, und in Alexandrien werden die Kleider und Terrassen so nass, als ob es geregnet hätte. Eben so häufig ist derselbe am persischen Meerbusen und in andern Küstengegenden. Die Schiffer kennen die Annäherung an die Küste Coromandel dadurch, dass sich Thau niederschlägt. Dagegen fehlt der Thau fast gänzlich auf wasserlosen Ebenen im Innern der Continente; so in Brasilien in verschiedenen Provinzen. In der Wüste Nubiens und der Sahara zeigt sich kein Thau; so wie man aber die Nähe des Sees Tschad erreicht, werden die Kleider ganz durchnässt. Einen derartigen Einfluss von Binnengewässern hat man auch anderweit erkannt; so thaut es selbst in Persien in der Nähe feuchter Niederungen stärker, wie auch in den Ebenen westlich vom Euphrat am Flusse selbst, in Aegypten am Nil. Sehr stark aber thaut es in den westlichen Gegenden Pennsylvaniens in der Nähe der Seen.

186. In wesentlich gleicher Weise wie der Thau entsteht der **Reif**, die bekannte Eisbildung, welche man in der kalten Jahreszeit an der Oberfläche starrer, der freien Luft ausgesetzter Körper nicht selten wahrnimmt. Indem diese Körper während der Nacht durch Ausstrahlung ihrer Wärme auf oder unter 0° erkalten, müssen die Theilchen des an ihrer Oberfläche condensirten Wasserdampfes sich in der Form des Starren zusammenfügen. Der Reif besteht, wie der Schnee, aus regelmässig krystallisirten Eistheilchen, die öfter zu schönen Gruppen untereinander verbunden sind. Uebrigens erscheinen die Eiskrystalle des Reifes um so feiner und glänzender, je niedriger die Temperatur und je geringer die Menge des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes ist.

Der sog. Rauhreif (Rauhfrost, Haarfrost) entsteht besonders im Winter und Frühjahr, wenn auf länger dauernde Kälte wärmere, dampfreiche Winde (S. und W.) folgen. Die Feuchtigkeit der Luft setzt sich dann in der Gestalt kleiner Eiskrystalle auf fast allen Körpern ab: am Boden, an Gebäuden und Pflanzen, und bildet, namentlich wo Spinnefäden Anhaltepunkte darbieten, die mit feinen Eiskrystallen überzogenen Fäden, welche häufig an den Aesten der Bäume, insbesondere bei Nebeln, auftreten und in der Form von Franzen, Bärten oder in büschelförmigen Gruppen herabhängen.

In ganz ähnlicher Weise entstehen auch die Eistheilchen an Haupt- und Barthaaren, wenn man im Winter bei etwas starker Kälte in die freie Luft geht. Die Haare erkalten und bereifen, indem sich aus dem warmen, feuchten Athem der Wasserdampf an denselben condensirt. Auch die Bildung des Eises an den Fensterscheiben ist eine dem Reife analoge Erscheinung; das Glas erkaltet in Folge der im Freien herrschenden niedrigen Temperatur, so dass sich der Wasserdampf aus der feuchten und wärmeren Zimmerluft innen an die Scheiben absetzt und zu Eiskrystallen erstarrt.

Während bei der Bildung des Reifes die atmosphärische Feuchtigkeit entweder unmittelbar als gasförmiger Wasserdampf oder in der Form sehr feiner Wasserbläschen in den starren Aggregatzustand übergeht, indem die kleinsten Massentheilchen sich krystallinisch zusammenfügen und ein Haufwerk mehr oder minder feiner Eiskrystalle bilden, verhält es sich etwas anders beim Entstehen des sog. Glatteises. Mit diesem Ausdrucke bezeichnet man die glatte Eisrinde, welche die unter den Gefrierpunkt erkaltete Oberfläche verschiedener Körper überzieht, wenn dieselben von wässerigen Niederschlägen berührt werden, die aus dickeren Wasserbläschen oder auch aus feinen soliden Wasserkügelchen bestehen, und im Contact mit den betreffenden Körpern aus dem tropfbarflüssigen in den starren Aggregatzustand übergehen. So bildet wohl auch Regen, der auf einen unter 0° erkalteten Boden fällt, Glatteis, indem er zu einer Eisschicht gefriert.

b. Nebel.

187. Ferner kann der gasförmige Wasserdampf auch innerhalb der Atmosphäre selbst verdichtet werden, und zwar in einer bereits angedeuteten Weise, nämlich so, dass er zunächst in der Form kugelförmiger Bläschen, die aus einer wässerigen Hülle bestehen und mit Luft angefüllt sind, auftritt. Bilden sich viele solcher Bläschen, die man gewöhnlich Dunstbläschen nennt, und die der Luft in grosser Anzahl beigemengt ein trübes Ansehen verleihen, durch Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes in der Nähe der Erdoberfläche, so hat man die Erscheinung des Nebels.

Im Hinblick auf die Entstehung des Nebels hat man sich an den bekannten Satz zu erinnern, dass ein gegebener Raum von gewisser Temperatur nur eine bestimmte Menge von Wasserdampf in sich aufnehmen kann. Besitzt er diese Menge, so ist er mit Was-

erdampf gesättigt, und der letztere wird sich zum Theil in wässe-
riger Form niederschlagen müssen, falls eine Temperaturerniedri-
gung stattfindet oder bei unveränderter Temperatur noch neuer
Dampf hinzutritt. Daher wird der von der feuchten Erde oder einer
Wasserfläche aufsteigende Dampf sich in der angrenzenden atmo-
phärischen Luftschicht zu einem Nebel condensiren können, wenn
ieselbe eine geringere Temperatur als das Wasser oder die feuchte
rde hat und ihrem Sättigungspunkte nahe ist. Der Nebel wird um
o dichter werden, je geringer die Temperatur der Luft im Vergleich
u der des verdampfenden Wassers ist, und je mehr sie schon
ampf enthält; wogegen der aufsteigende Dampf sich in ihr ver-
teilen kann, ohne Nebel zu bilden, wenn sie noch weit von ihrem
ttigungszustande entfernt und ihre Temperatur von der des ver-
mpfenden Wassers nur wenig verschieden ist. So erzeugen sich
ebel vorzugsweise über Meeren, Seen, Flüssen und feuchten Ge-
enden (Wiesen), namentlich im Herbst, wo der Boden noch ver-
ältnissmässig warm ist. Ihre Bildung beginnt mitunter schon in
en späteren Abendstunden, und verräth sich sehr reichlich gegen
en Morgen hin, wenn die Luft in Folge der nächtlichen Abküh-
ung eine geringere Temperatur als der Boden besitzt. Im Winter
ieht man bei ruhiger Luft auch Nebel über Quellen entstehen, de-
en Temperatur, namentlich wenn sie aus einer beträchtlichen Tiefe
ufsteigen, höher als die der Luft ist; daher denn eben der Dampf,
elcher sich aus dem Quellwasser erhebt, in der umgebenden käl-
eren Luft condensirt werden kann. Liegt die Temperatur der Luft
erklich unter 0°, so erscheint ein aus sehr feinen Eiskrystallen
estehender Nebel, der sog. Frostdampf, den man namentlich
uf den Polarmeeren beobachtet, wo er nach Scoresby eine 80 bis
100 Fuss hohe, scharf abgeschnittene Nebelschicht bildet, die an
as Takelwerk und alle Hervorragungen der Schiffe sich als Rauh-
rost ansetzt.

Der Umstand, ob die Luft ruhig oder bewegt ist, kann wohl
icht ohne Einfluss auf die Bildung des Nebels sein. Schon bei
iner früheren Gelegenheit haben wir bemerkt, dass der Verdun-
stungsprocess des Wassers durch öfteren Luftwechsel beschleunigt
wird, indem dadurch immer neue Luftschichten, die noch nicht mit
Dampf gesättigt sind, mit der verdunstenden Wasserfläche in Be-
ührung kommen. Es lässt sich hieraus entnehmen, dass ein Wind
ie Bildung des Nebels beeinträchtigen und selbst verhindern kann,

insofern er nämlich verhütet, dass die auf dem Wasser befindliche Luft in den Zustand der Sättigung geräth. Enthält jedoch die Luft schon viel Feuchtigkeit, oder ist ihre Temperatur im Vergleich zu der des verdunstenden Wassers sehr gering, so dass sie bald durch Aufnahme neuen Dampfes ihren Sättigungspunkt erreichen muss; dann wird bei bewegter Luft ein starker Nebel entstehen können, wie dies auf dem Polarmeere der Fall zu sein scheint. Nach Scoresby kommt der dichteste Frostdampf bei starkem Winde und heftig bewegtem Meere, bei wolkenlosem Himmel und trockner Witterung vor. Man erkennt, dass hier die Bedingungen einer verhältnissmässig reichlichen Verdunstung gegeben sind, während es andrerseits auch nicht an den Bedingungen der Condensation des gebildeten Wasserdampfes fehlt. Die Temperaturdifferenz (zwischen Wasser und Luft), bei welcher auf den Polarmeeren Frostdampf entsteht, beträgt nach Scoresby's Angabe 12° bis 18°. — Die localen Nebel auf manchen Binnengewässern erklären sich aus dem Umstande, dass die über dem Boden stärker erkaltete schwere Luft auf den Wasserspiegel herabsinkt und hier mit den wärmeren, feuchten Luftschichten sich mischt.

188. Nicht selten entsteht der Nebel noch auf eine andere, der zuvor betrachteten gewissermaassen entgegengesetzte Weise, nämlich dann, wenn die Temperatur der Luft höher als die des Wassers oder Bodens ist. Doch bleibt unter allen Umständen die wahre Ursache seines Auftretens im Wesentlichen ganz dieselbe. So wird Nebel gebildet, wenn mit Wasserdampf gesättigte Luft sich mit Luftschichten mischt, die irgendwie bis zu einem gewissen Grade abgekühlt sind. Hierher gehören die Nebel, die im Winter über Eisflächen, im Frühjahr und Sommer über Flüssen und Seen nach Gewitterregen erscheinen, indem eben die wärmere, wasserdampfreiche Luft sich mit der kühleren über der Eis- oder Wasserfläche mengt. Und so wird überall Nebel entstehen, wenn zwei ungleich erwärmte, mit Wasserdampf gesättigte Luftschichten sich miteinander mischen; denn es gilt hier das zuerst von Hutton festgestellte Gesetz, dass die Temperatur zweier gemischten Luftmassen, die einzeln noch von ihrem Sättigungspunkte entfernt waren, in Rücksicht des in ihnen enthaltenen Dampfes dem Sättigungs- oder Condensationspunkte näher liegt, als in jeder der getrennten Luftmassen; oder, was auf dasselbe hinauskommt, dass die Maximal-Spannkraft des Dampfes, welche der Mitteltemperatur der beiden gemischten

ftmassen entspricht, geringer ist als das arithmetische Mittel aus
i Spannkräften des Dampfes in den zuvor getrennten Luftmassen.
ier muss sich, wenn beide Luftmassen mit Dampf gesättigt sind,
; dem bezeichneten Ueberschusse entsprechende Dampfmenge als
el niederschlagen.

189. Aus dem Gesagten lässt sich erkennen, dass häufige schnelle Temperaturwechsel auch häufige Nebel bringen können und müssen, wenn es sonst an Feuchtigkeit nicht fehlt. Diese ältnisse finden sich nicht selten an den Küsten realisirt; so in opa an den niederländischen Küsten, an den Küsten von Eng-, Irland und Norwegen. Bekannt wegen ihrer Nebel ist auch Küste von Peru, wo dieselben oft 4 bis 5 Monate ununterbro- i andauern. Eben so geben die warmen Wasser des Golfstro- bei ihrem Fortschreiten nach höheren Breiten zu einer reich- en Nebelbildung (besonders bei Neufundland) Veranlassung. Die en Nebelschichten auf den Polarmeeren wurden schon oben be- chen. Indessen sind doch die Nebel im Ganzen viel häufiger ler gemässigten, als in der Aequatorial- und Polarzone; denn t enthält die Luft mehr Feuchtigkeit als in den Polargegenden, rend andrerseits daselbst die grösseren Gegensätze zwischen Tag Nacht, zwischen der Sommer- und Winterwärme für die Ent- ung des Nebels günstiger sind, als die Verhältnisse der Aequato- one. Auf den trocknen Ebenen Asiens und Afrikas findet sich keine Spur von Nebel, und auf dem Meere tritt derselbe erst wenn man aus dem directen Passatwinde herauskommt. In der ässigten Zone erscheinen die Nebel vorzugsweise häufig im Herbst in den früheren Wintermonaten, weil zu diesen Zeiten die temperatur im Vergleich zur Bodentemperatur verhältnissmässig nger als im Sommer ist. Die Häufigkeit der Nebel nimmt im emeinen zu mit der Annäherung an die Gebirge und überhaupt wachsender Höhe, wo die Nebel sich auch gleichmässiger auf verschiedenen Jahreszeiten vertheilen oder das Uebergewicht auf Sommer fällt, indem zu dieser Jahreszeit die mit dem lebhaft teigenden Luftstrome emporgeführten Dämpfe oben, unter sonst gneten Umständen condensirt werden. Grössere Ungleichhei- der Temperaturverhältnisse, bedingt zum Theil durch die nthümliche und mannigfache Configuration des Bodens, mögen i beitragen, dass auf Gebirgen im Ganzen mehr Nebel als in bländern zur Erscheinung kommen. Indessen sind hierbei wohl,

ausser dem zuvor erwähnten vertikalen Luftstrome, der im Sommer den Höhen Wasserdämpfe zuführt, in Rücksicht der höheren Gebirge auch noch die mit Wasserdampf beladenen horizontalen Winde zu beachten, die an den Gebirgen aufgehalten zu den kälteren Regionen aufsteigen, so dass hier ein Theil ihres Wasserdampfes zu Nebel condensirt wird.

Nachstehend führen wir eine Tabelle von Kämtz [1]) auf, welche für verschiedene Orte im Mittel die Zahl der Nebeltage im Jahre, in den einzelnen Monaten und Jahreszeiten angibt.

	London.	Cuxhaven.	Hamburg.	Berlin.	Moskau.	Stuttgart.	München.	Tegernsee.	Pleissenberg.	St. Gotthardt.
Januar	5,0	4,1	7,4	4,4	1,9	4,4	7,4	11,2	12,8	18,5
Februar	3,9	3,2	5,6	4,2	0,9	3,8	3,2	10,9	11,0	18,5
März	3,1	2,3	5,1	2,0	2,4	5,0	3,5	13,8	14,4	22,9
April	1,6	1,5	3,6	1,4	1,2	1,0	1,7	10,6	9,1	23,7
Mai	0,4	0,5	1,9	0,0	0,2	0,2	0,7	9,8	8,6	24,2
Juni	0,2	0,7	2,0	0,4	0,7	0,6	1,2	8,4	8,0	25,7
Juli	0,0	1,3	2,1	0,7	0,7	0,6	1,2	9,7	7,1	27,7
August	1,0	1,5	2,9	0,5	1,7	0,6	1,5	10,4	6,2	25,8
September	2,5	2,2	2,9	2,3	2,3	4,0	2,0	8,8	10,2	25,6
October	5,8	3,1	6,7	5,2	3,1	5,0	7,5	13,9	16,2	23,3
November	5,5	4,5	6,0	7,2	1,9	9,2	9,3	12,8	15,3	20,9
December	4,8	4,5	6,1	5,3	1,2	4,4	7,9	14,3	14,0	20,7
Jahr	33,8	29,4	52,3	33,6	18,2	38,8	47,1	134,6	132,9	277,5
Winter	40,5	40,2	36,5	41,3	22,0	32,5	39,3	27,0	28,5	20,5
Frühling	15,0	14,6	20,3	10,1	20,9	15,9	12,5	25,4	24,1	25,5
Sommer	3,6	12,9	13,4	4,8	17,0	4,6	8,3	21,2	16,0	28,5
Herbst	40,9	33,3	29,8	43,8	40,1	47,0	39,9	26,4	31,4	25,5

Man ersieht aus dieser Tabelle, dass in London, Cuxhaven, Hamburg, Berlin, Stuttgart und München die Nebel im Herbst und Winter ungleich häufiger als im Sommer sind, dass mit wachsender Höhe die Anzahl der Nebeltage zunimmt, und für den St. Gotthardt die Mehrzahl entschieden auf den Sommer fällt. —

190. Bevor wir zur Betrachtung der Wolken übergehen, die eben nichts anderes als Nebel in den höheren Regionen der Atmosphäre sind, wollen wir noch eine besondere Klasse von Nebeln be-

[1]) Meteorologie, I. S. 371.

rechen, die man im Gegensatze zu den bisher betrachteten aus
sthläschen bestehenden feuchten Nebeln, trockne Nebel nen-
kann. Vornehmlich gehört hierher der sog. Höhenrauch,
auch unter den Namen: Heer-, Haide-, Land-, Sonnen-, Moor-
r Haarrauch bekannt ist. Die letzte Bezeichnung rührt daher,
man hier und da die in der Nähe von Niederungen und Moor-
nden gelegenen Anhöhen „Haaren" nennt. Wenn dieser Nebel
ritt, nimmt der Himmel eine schmutzig graue Färbung an, die in
r gewissen Höhe über dem Horizont in ein schmutziges Roth-
n übergeht. Entfernte Gegenstände erscheinen wie mit einem
en Schleier bedeckt, die Sonne verliert ihren Glanz, oft schon,
n sie noch beträchtlich hoch steht, und gewinnt, je mehr sie
dem Horizont nähert, eine bluthrothe Farbe. Auch macht sich
i in der Regel ein eigenthümlicher Geruch, der dem des Rauches
wandt ist, sehr bemerklich.

Am häufigsten hat man diesen Nebel im nordwestlichen
tschland: am Niederrhein, in Westphalen, Hannover, wie auch
Holland während der Monate Mai, Juni und Juli beobachtet.
h ist derselbe öfter auch anderweit an gar vielen Orten fast al-
Continente wahrgenommen worden. Aus historischen Nachfor-
ngen hat sich ergeben, dass unter andern alten Schriftstellern
n Theophanes von einem allgemein verbreiteten, die Sonne ver-
telnden röthlichen Nebel, der im 7. Jahre der Regierung Justi-
s (526) auftrat, erzählt. Freilich sind dichte Nebel dieser Art
ücksicht ihres Vorkommens auf ausgedehnten Ländergebieten
eine seltene Erscheinung. Die Jahre 1652, 1721, 1729, 1764,
, 1821—1826, 1831 und 1834 sind als solche angeführt, welche
h einen starken Höhenrauch charakterisirt waren. Im Jahre
l (d. 18. August) bemerkte man einen solchen Nebel über ganz
and, wo die Erscheinung im Ganzen selten auftritt; derselbe
von Nord nach Süd. Im August des Jahres 1831 bemerkte
während des Verlaufes von 14 Tagen nacheinander einen trock-
Nebel in Südrussland, Frankreich, New-York, Afrika und auf
Virginsinseln. Im Jahre 1834, das sehr heiss war, machte sich
starker Höhenrauch in der Gegend von Münster bemerklich, der
23. Mai auch auf dem Harze (Victorshöhe) und an demselben
e in Folge eines Nordwindes in Basel wahrgenommen wurde.
25. Mai bemerkte man ihn bei heftigem Nordostwinde in Or-
s. Besonders auffällig war aber der Höhenrauch von 1783,

den man zuerst in Copenhagen am 29. Mai (nach v. Hoff schon im Februar in Calabrien) wahrnahm. Derselbe verbreitete sich über ganz Europa bis Syrien und Nordafrika, soll das adriatische und mittelländische Meer und sogar bis 50 Meilen vom Lande den atlantischen Ocean bedeckt haben. Den 6. Juni sah man ihn zu La Rochelle, d. 33. auf dem Gotthard und in Ungarn, d. 25. zu Stockholm und Moskau, gegen Ende Juni in Syrien und d. 1. Juli im Altai. Seine Höhe betrug manche Tage 6 bis 10000 Fuss; daher er in der Schweiz manche Gebirgsspitzen verschleierte, während andere aus ihm hervorragten. An manchen Tagen verschwand er, um von Neuem hervorzutreten. Zur Zeit seiner grössten Dichte vermochten ihn weder Gewitter noch Stürme zu vertreiben. Die letzte Spur desselben wurde zu Copenhagen gegen Ende September beobachtet.

191. Richten wir unsere Aufmerksamkeit zuvörderst auf die Gegenden, wo der Höhenrauch am häufigsten auftritt, nämlich auf das nordwestliche Deutschland und Holland, so finden wir daselbst eine einfache Ursache für diese Erscheinung. In den dortigen Gegenden geschieht nämlich die Cultur des Moorbodens in der Weise [1]), dass man im Herbst den Boden umhackt und dann, meist im Frühjahre, die ausgetrockneten Schollen anzündet, wobei man jedoch das Ausbrechen einer hellen Flamme absichtlich zu verhüten sucht, woher es denn kommt, dass bei diesem Verbrennungsprocess eine enorme Menge von Rauch aufsteigt und sich in der Luft verbreitet. Nach einer Angabe von Finke [2]) werden im nordwestlichen Deutschland gegen 60000 Morgen auf jene Weise behandelt, so dass sich die Verbrennungsproducte zu 1800—2000 Millionen Pfund anschlagen lassen. Die weitere Verbreitung des Rauches ist natürlich abhängig von der Lebhaftigkeit und Richtung des gerade herrschenden Windes. Die Erfahrung hat gelehrt, dass die Richtung des Windes mit der Verbreitung des Höhenrauches in allernächster Beziehung steht; der Wind kommt aus der Gegend, wo der Moorrauch zunächst in Folge der erwähnten Verbrennungsprocesses auftritt. Auch hat Finke den Höhenrauch aus grosser Entfernung bis zu dem bezeichneten Ursprung verfolgt, und überdies auch wahrgenommen, dass sich der

---

[1]) s. Arend's Abhandl. vom Rasen - und Moorbrennen. Hannover 1826.

[2]) Naturhrstorische Bemerkungen, eine auf vieljähr. Erfahr. sich stützende Beschreib. des Moordampfes in Westphalen etc. Hannover 1820. — Der Moorrauch in Westphalen. Lingen 1825. — Vgl. Egen, der Haarrauch. Essen 1836.

oorrauch bis auf 30 Meilen hin fortpflanzt, ohne von seiner Stärke rtlich zu verlieren. Nur wenn zur Zeit der Moorbrände an- uernde Landregen eintreten, entsteht kein Höhenrauch, indem der uch vom Regen verschluckt wird. Der eigenthümliche Geruch, lcher den Höhenrauch meist begleitet und sehr an den des Rau- s erinnert, ist nach der ausgesprochenen Ansicht über den Ur- ung dieser Erscheinung selbstverständlich.

Grosse Trockenheit der Atmosphäre ist ein günstiger Umstand die weitere Verbreitung des Moorrauches. Geschieht es nun, s in solchem Falle ausgedehnte Strecken von Mooren und Hai- n in den verschiedensten, weit auseinander liegenden, Gegenden ebrannt werden, so kann die besagte Erscheinung eine grosse dehnung gewinnen. Bekannt ist, dass auch die Landwirthe in weden und Russland ihre Moore und Haiden in Brand zu stecken gen. Dazu kommt noch, dass in heissen, trocknen Sommern unter auch mehr zufällig zu weitgreifenden Wald- und Moor- inden Anlass gegeben ist. So war es im Jahr 1834, wo sowohl or- als Waldbrände auf ausgedehnten Flächen in der Mark, in ussen, Litthauen, Schlesien, Schweden und Russland stattfanden. gen Ende Mai desselben Jahres brannte das Dachauer Moor in ern 8 Fuss tief (unter den Wassergräben) fort. Im October 35 entstand an den Ufern des Miramichi ein Waldbrand, der sich r mehr als 6000 engl. Quadratmeilen verbreitete, bei welcher egenheit sich ein dunkler Nebel über 10 Breitengrade nach Sü- hin ausdehnte.

Zur Stütze der aufgestellten Ansicht dient auch eine Erschei- g in Nordamerika, die im Wesentlichen denselben Charakter wie er Höhenrauch darbietet, nur dass sie zu einer anderen Zeit ritt. Dieselbe wird nämlich gegen Ende October und im No- ber in einer grossen Ausdehnung zwischen dem oberen See bis erson Baniks (Missouri) und noch weiter südlich, nach Osten bis -England und Ober-Canada beobachtet. Um die genannte Zeit rscht hier eine Art Nachsommer (Indianersommer) mit verhält- ssmässig hoher Temperatur bei sonst trockner Witterung. Die osphäre erlangt dann aber ein getrübtes, schwach nebeliges oder stiges, räucheriges Ansehen (mit einem röthlichen Farbentone), s jedoch, wenn Regen eintritt, verschwindet [1]). Es kann keinem

[1]) Silliman, Americ. Journ. Vol. XXVII.; XXX.

Zweifel unterliegen, dass diese Erscheinung mit unserem Höhenrauche im Wesentlichen übereinstimmt, und durch dieselbe Ursache bedingt ist. Man weiss nämlich, dass die Indianer und Jäger die Gewohnheit haben [1]), auf ihren Winterzügen die Felder, Prärien und Sümpfe, nachdem die Nachtfröste bereits einen Stillstand in der Vegetation bewirkt haben und die meisten Pflanzen vertrocknet sind, in Brand zu setzen. Die Verbrennungsproducte, die sich bei dieser Gelegenheit in die Atmosphäre verbreiten, werden mitunter noch verstärkt durch wahrhaft grossartige Waldbrände. Seitdem aber die Indianer an Zahl vermindert und mehr nach Westen hin in Gegenden mit einer spärlichern Vegetation gedrängt sind, kommen auch jene Brände seltner und auf einen kleineren Raum beschränkt vor. Damit hat aber auch die Erscheinung des besagten Nebels an Intensität und Dauer abgenommen, so dass derselbe jetzt oft nur wenige Tage, höchstens 14, andauert, während man in Rücksicht früherer Zeiten von 4 bis 5 Wochen spricht.

Im Kleinen begegnet uns dieselbe Erscheinung auch häufig in unseren Gegenden, und zwar im Herbst, wo bei trockner Witterung, ungeachtet des wolkenlosen Himmels, doch entfernte Gegenstände verschleiert erscheinen, was wohl meist daher kommt, dass um diese Zeit in Feldern und Gärten grosse Massen von Unkraut, Kartoffelstengel u. dglch. verbrannt werden. Auch sei hier nebenbei des Nebels gedacht, den man über grösseren Städten liegen sieht, in welchen Torf-, Braun- und Steinkohlen zum Betriebe von Fabriken und als Brennmaterial überhaupt in grosser Quantität verwendet werden.

192. Es könnte nun bezüglich der angegebenen Ursache des Höhenrauches noch ein Zweifel entstehen im Hinblick auf die Jahre, in denen die Erscheinung eine so ungewöhnliche Ausdehnung erreichte. Hier hat man jedoch mit Recht das Augenmerk auf die gleichzeitigen vulkanischen Ausbrüche gerichtet, durch welche ebenfalls eine Menge von Rauch- und anderen Theilchen in fein vertheiltem Zustande der Atmosphäre zugeführt werden können. Dabei kommen dabei weniger die Auswurfsstoffe in Betracht, die unmittelbar aus dem Krater aufsteigen und grösstentheils aus Wasserdampf und Asche bestehen, als vielmehr die flüssig glühenden Lavaströme

[1]) Silliman, Americ. Journ. Vol. I. p. 116; 384. Mem. of the Americ. Acad. Vol. IV. p. 398.

welche bei ihrem Fortschreiten alle Vegetabilien, die ihnen begegnen, verkohlen, so dass auch hier eine grosse Rauchmenge emporgetrieben und in der Luft verbreitet wird. Diess war nun der Fall im Jahr 1783, wo auf Island die Lava mindestens 60 Quadratmeilen in einer Höhe von 600 Fuss bedeckte [1]), und eine Fläche, auf der 17 Dörfer lagen, zerstört wurde. Auch in diesem Jahre herrschte grosse Trockenheit und dabei Nordwind, durch welche der betreffende Rauch weiter nach Europa geführt werden konnte. Eben so fielen die trocknen Nebel in den Jahren 526, 1721, 1755 und 1764 mit vulkanischen Ausbrüchen und Erdbeben zusammen [2]).

Endlich sprechen noch einige Beobachtungen Dellmann's [3]) in Rücksicht der atmosphärischen Elektricität für die Annahme, dass der Höhenrauch aus Rauch- oder Kohlentheilchen bestehe. Als am 17. September 1852, Abends nach 8 Uhr auf der Saline bei Kreuznach Feuer ausgebrochen war, kam eine Rauchsäule auf die Stadt zu und zog über Dellmann's Observatorium fort. Die Messungen der Luftelektricität, beginnend um 8 Uhr 28′ und unmittelbar aufeinanderfolgend, ergaben bis 8 U. 45 Min. nachstehende Spannungswerthe: 148,9; 195; 234,4; 295,5; 351,8 und 383,5. Hierauf wurden die Werthe geringer, stiegen jedoch bei jedem Aufflackern des Feuers. Die Elektricität erwies sich beständig als die sog. positive. Am 19. Mai 1853 zeigte sich Nachmittags 2 U. Höhenrauch. Die Messung der Luftelektricität ergab zunächst den Werth 58, alsdann unmittelbar hintereinander die Werthe 671,5 und 1606,7; um 4 U. 54,4. Das anfängliche schnelle Steigen der Spannung war vermuthlich mit dem ersten Anrücken der Rauchsäule verbunden. Als höchster normaler Werth fand sich in diesem Monate um die genannte Zeit (2 U.): 147,2. Der elektrische Zustand selbst war jedes der sog. positive. Sonach verhält sich der Höhenrauch bezüglich des atmosphärischen Elektrometers analog wie wirklicher Rauch. Beim Herannahen eines Gewitters zeigt das Instrument meist starke negative Elektricität. Indessen war von einem Gewitter keine Spur vorhanden. Hingegen wurde ein ähnliches Steigen positiver Elektricität am 5. Juni wahrgenommen, wo sich ebenfalls Höhenrauch kundgab.

[1]) Parrot, Physik der Erde. S. 224.

[2]) Kirwan, on the Variations of the Atmosphere. Ch. V. sect. 3. — V. Humboldt, Reisen, etc. Th. III. S. 3.

[3]) Poggend. Ann. Bd. LXXXIX. S. 625.

193. Wenn wir nun, wohl in Ueberstimmung mit der Mehrzahl der Naturforscher, den durch einen brenzlichen Geruch charakterisirten Höhenrauch, in welcher Ausdehnung er auch vorkommen mag, als wirklichen Rauch betrachten, so dürfen wir doch nicht übersehen, dass ausser den durch Verbrennungsprocesse u. dgl. in der Atmosphäre verbreiteten Kohlentheilchen noch eine Menge anderer Theilchen von den verschiedensten Substanzen, theils als Staub, theils auch in Dampfform, ihren Beitrag zu trocknen Nebeln liefern können. Man weiss ja, dass bei trockner Witterung durch Winde sowohl vegetabilischer Staub als auch feine Theilchen mineralischer Stoffe in die Höhe gehoben werden und der Atmosphäre mehr oder minder lange beigesellt bleiben. Bekannt ist auch das eigenthümliche Aussehen der Atmosphäre in den trocknen Ebenen Asiens und Afrikas, indem durch aufgewirbelte Staub- und Sandwolken die Luft verdunkelt wird. Es ist sogar annehmbar, dass in heissen Sommern die Theilchen verschiedener Substanzen nicht allein als blosser Staub, sondern zum Theil auch dampfförmig in die Atmosphäre aufsteigen; daher die mitunter gehegte Ansicht, dass der Höhenrauch aus mineralischen Dämpfen bestehe, innerhalb gewisser Grenzen nicht ganz zu verwerfen sein möchte. Inwieweit ein in Spanien auftretender trockner Nebel, der dort unter dem Namen Calina bekannt ist und als ein Erzeugniss der Hitze betrachtet wird, hierher zu rechnen ist, bedarf noch der weiteren Untersuchung [1])

---

[1]) Vielleicht könnte man dabei auch an eine eigenthümliche, durch die Hitze bewirkte, Beschaffenheit der Luft selbst denken. Eine derartige Ansicht über den Ursprung des Höhenrauches hat neuerdings Alex. Müller (s. Poggend. Bd. C S. 289) aufgestellt. Derselbe erinnert an das schlechte Wärmeleitungsvermögen der Luft, die, an der Erdoberfläche erhitzt, sich einen Weg nach oben durch die kälteren Luftschichten suche, aber hier durch Berührung mit besseren Wärmeleitern nicht abgekühlt werden könne, sondern ihren Wärmeüberschuss nur allmälig ihre Umgebung (Luft) abgebe. Daher das Zittern der Atmosphäre, wenn die Sonne auf weite Ackerflächen scheint. Unter diesen Umständen existirt nämlich ein Gemenge von kalter, dichterer und warmer, dünnerer Luft. Die Lichtstrahlen müssen bei ihrem Durchgange durch ein solches Gemenge (stärker und schwächer lichtbrechender) Stoffe reflectirt, zerstreut und gebeugt werden, und die Sonne durch solche Luft gesehen dieselbe braungelbe Färbung annehmen, wie wenn durch Beinglas oder durch halbcondensirten Wasserdampf dicht über dem Dampfrohr der Locomotiven betrachtet wird. So meint A. Müller. Indessen ist es sehr fraglich, ob ein Gemisch dichterer und dünner Luft, auch wenn es sehr fein ist dergleichen bewirken kann. Das Zittern der Atmosphäre, wenn die Sonne auf weit

Dieser Nebel ist seinen äusseren Merkmalen nach unserem Höhenrauche theilweise verwandt, verräth jedoch nicht den eigenthümlichen Geruch des letzteren, und zeigt auch sonst manches Abweichende, was auf eine abweichende materielle und physikalische Beschaffenheit desselben hindeutet. Willkomm [1]) beobachtete diesen Nebel namentlich in den heissen Ebenen des Guadalquivir, der Mancha und in der Provinz Almeria, weniger auf den Gebirgen. Daselbst lagert sich jährlich von Mitte oder Ende Juni den ganzen Sommer hindurch ein Nebel um den Horizont. Zunächst bildet sich rings um den letzteren ein schmaler Nebelstreifen von bläulichgrauer Farbe, welcher genau in dem Maasse wächst, als die Hitze steigt, bis er zuletzt von Mitte August an, wo die Hitze den höchsten Grad erreicht hat, etwa ein Viertel des Himmelsgewölbes bedeckt. Der Horizont zeigt dann eine bräunlichröthliche Farbe, die weiter hinauf in einen gelblichen Saum übergeht, von dem aus sich ein durchsichtiger Dunst, wie ein zarter Gazeschleier, über das ganze Himmelsgewölbe ausbreitet, und dem Blau desselben ein bleifarbenes Ansehen gibt. Jetzt sind alle Horizonte verhüllt, und die Aussicht bis auf eine Entfernung von 3 bis 4 Stunden getrübt, während alle nahe gelegenen Gegenstände noch scharf beleuchtet sind. Je mehr

---

Ackerflächen scheint, kann man öfter wahrnehmen; allein man bemerkt dabei nichts unserem Höhenrauche Aehnliches. Müller denkt sich die bei Entstehung des Höhenrauches obwaltenden Verhältnisse in ähnlicher Weise, als wenn ein schweres, fettsaures Salz, z. B. ölsaures Bleioxyd, unter Wasser durch Essigsäure oder dgl. zersetzt wird; das freigewordene Oel überzieht anfänglich als dünnes Häutchen das noch unzersetzte Salz, sammelt sich aber allmälig in Tröpfchen und steigt endlich, wenn die Differenz der specifischen Gewichte die Adhäsion überwindet, in der wässrigen Flüssigkeit empor. So ähnlich möge wohl auch an den warmen Sandkörnchen eines sonnenbeschienenen Ackerfeldes erst eine dünne Schicht warmer- und somit verdünnter Luft sich sammeln, die allmälig in Lufttropfen sich vereinige und in solchen der kälteren Luft sich beimische. Müller betrachtet sonach den Höhenrauch als Luft, welche durch zahlreiche darin suspendirte wärmere und daher verdünntere Lufttröpfchen, natürlich mit unmerklicher Abweichung zwischen beiden, einen Theil ihrer Durchsichtigkeit eingebüsst habe. Meine Anschauung vom Höhenrauch, sagt Müller, lässt das bekannte Sternschwanken als einen Theil der Höhenrauchphänomene erscheinen. Sie stellt ferner den Höhenrauch neben die Fata Morgana, Luftspiegelung, in derselben Weise, als Lichtreflexion von zerstossenem Glase und von einem Glasspiegel verwandt sind. „Das Alles passt aber thatsächlich nicht zu unserem wirklichen, vielfach beobachteten Höhenrauch.

[1]) Zwei Jahre in Spanien und Portugal. Bd. III. S. 118.

man sich einem umflorten Gegenstande nähert, desto heller und deutlicher wird er, bis derselbe in einer Entfernung von ein Paar Stunden ganz hell daliegt. Von Ende des August an tritt mit der abnehmenden Hitze allmälig eine Verringerung des Nebels ein, und mit den ersten Aequinoctialstürmen im September oder October verschwindet derselbe gänzlich. Auch vermindert sich der Nebel mitunter plötzlich, wenn ein Gewitter die Atmosphäre abkühlt und reinigt, was freilich im hohen Sommer nur selten geschieht. Doch gewinnt er dann nach Verlauf weniger Tage wieder seine vorige Ausdehnung.

194. In früherer Zeit dachte man im Hinblick auf die Entstehung der trocknen Nebel vielfach an die Elektricität, und auch in neuerer Zeit noch hat man die Elektricität, namentlich die der Gewitterwolken, zu diesem Behufe in Anspruch genommen. So sahen früher La Lande, Bertholon u. A. in den trocknen Nebeln fast nichts Anderes als eine Anhäufung der Elektricität selbst, die sich namentlich in heissen Sommern nach einem feuchten Winter entwickele. Nach Cotta waren es mineralische Dünste im Verein mit der Elektricität, und nach Castelli Wasserdämpfe, die mit Elektricität beladen aus der Erde aufsteigen und die trocknen Nebel verursachen sollten. Gegen eine derartige Erklärung spricht fast Alles, was wir dermalen von der Elektricität wissen. Die Wasserdämpfe als solche, auch wenn sie sich noch so reichlich entwickeln, können zu einem trocknen Nebel, wie der Höhenrauch einer ist, keine Veranlassung geben. Die Gewitterwolken selbst aber sind Aggregate von Dunstbläschen, deren Elektricität sich meist als die sog. negative erweist, während der Höhenrauch nach den oben erwähnten Dellmann'schen Beobachtungen zu Anzeigen positiver Elektricität führte. Auch frühere Beobachtungen von Hammer über die atmosphärische Elektricität zur Zeit des Höhenrauches lassen nicht im Mindesten erkennen, dass diese Erscheinung hinsichtlich ihres Ursprunges mit der Elektricität im Zusammenhange steht. Ebensowenig ist anzunehmen, dass die elektrische Entladung selbst, die Folge einer raschen und energischen Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes ist, Producte liefere, welche einen trocknen Nebel von der beschriebenen Art erzeugen könnten. Im Gegentheil hat sich gezeigt, dass Gewitter eher eine Verminderung solcher Nebel bewirken. Einen beträchtlichen Ozonqualm kann die elektrische Entladung wohl zur Folge haben (S. 11 f.); allein diese

Erscheinung ist mit dem Höhenrauch nicht zu identificiren. Hie und da hat man wohl die Meinung geäussert, dass der Höhenrauch die Folge nicht zum Ausbruch gekommener oder sog. zersetzter Gewitter sein möchte. Vom Standpunkte der exacten Naturforschung aus muss man bekennen, dass es einer solchen Meinung, nach dem was sie bisher über die Sache vorgebracht hat, gar sehr an Klarheit der Gedanken gebricht, selbst wenn man geneigt wäre, der Elektricität einigen Einfluss bei der besagten Erscheinung zuzuschreiben. Es ereignet sich wohl, dass eine Gewitterwolke nicht auf gewöhnliche Weise, unter Blitz und Donner, zum Ausbruche kommt, indem sie in die tropfbarflüssige Form übergeht, sondern wegen gewisser Windverhältnisse in der Atmosphäre zerstreut wird; aber an eine Entstehung von Höhenrauch ist dabei nicht zu denken. Indessen fehlt es, wie man bereits erkannt hat, nicht an Täuschungen, die zu jener Meinung Anlass geben können. Die dunklen Rauchmassen nämlich, worin der Höhenrauch wirklich besteht, gewähren nicht selten am Horizonte den Anschein von Gewitterwolken: wenn sie nun näher kommen und sich als Höhenrauch offenbaren, so mag leicht der Gedanke erweckt werden, dass dieses Phänomen aus nicht zum Ausbruche gekommenen oder zersetzten Gewittern hervorgegangen sei.

Von anderweitigen Ansichten über das Entstehen der trocknen Nebel erwähnen wir noch hier die von Chladni [1]), nach welcher dieselben kosmischen Ursprunges sein, und zwar aus fein vertheilten Massen von derselben Beschaffenheit bestehen sollen, wie die, welche die Meteorsteine bilden. Namentlich behauptet dies Chladni von dem schwarzen Nebel, der 1819 in Nordamerika auftrat. Wir wollen dieser Ansicht nicht unbedingt widersprechen. Denn wenn zuweilen Feuerkugeln, wie man annimmt, als kosmische Massen in unsere Atmospäre eindringen und hier zur Entstehung der sog. Meteorsteine in grösserer oder geringerer Quantität Anlass geben; warum sollten dann nicht mitunter solche Massen eine feine staubartige Zertheilung erfahren und innerhalb der Atmosphäre nebelartig auftreten können? Jedoch würde dies nur auf eine gewisse Art trockner Nebel, nicht auf unseren eigentlichen Höhenrauch, den wir eben nur als Rauch betrachten können, zu beziehen sein. In

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXVII. S. 218.

historischem Interesse sei noch bemerkt, dass Manche [1]) sich die trocknen Nebel den Sternschnuppen, Kometenschweifen etc. analog dachten; — eine Ansicht, die mit der Chladnischen zum Theil zusammenfällt. Biot setzte den Höhenrauch von 1783 in Beziehung zur Erscheinung des Nordlichtes, wovon jedoch um diese Zeit nichts zu sehen war. — Endlich sei noch einer seltenen Erscheinung, nämlich eines trocknen Nebels gedacht, der, wie man erzählt [2]), in der Nacht zum 20. Juli zu Bramby in Kent durch den Blitz eines Gewitters entzündet wurde, und hierauf ein so helles Licht verbreitete, dass man dabei lesen konnte.

195. Besteht der eigentliche Höhenrauch zumeist, wie wir annehmen müssen, aus fein vertheilten Rauch- und mitunter Staubtheilchen, so lässt sich einsehen, dass derselbe, abgesehen von der Trübung, die er in der Atmosphäre bewirkt, auf die Beschaffenheit der letzteren einen gewissen, wenn auch in vielen Fällen nur schwachen, Einfluss ausüben müsse. Zwar können wir die Trockenheit, welche in Jahren mit ausgedehntem Höhenrauche bemerkt wurde, nicht als eine Folge desselben betrachten, da umgekehrt diese Trockenheit mehr als eine Bedingung seiner weiten Verbreitung anzusehen ist; aber ein Steigen der Trockenheit ist doch zu erwarten, da Kohlen- und auch Staubtheilchen den Wasserdampf absorbiren, und daher auch, wenn sie in grosser Menge vorhanden sind, der Luft ihre Feuchtigkeit mehr oder weniger vollständig entziehen können. Wirklich hat man in Westphalen die austrocknende Eigenschaft des Moorrauches kennen gelernt.

Hinsichtlich der Wirkung des Höhenrauches auf den menschlichen Organismus ist zu bemerken, dass Finke und Foot [3]) denselben als eine Ursache häufiger Augenaffectionen betrachten.

c. Wolken.

196. Es ist ein bekanntes Factum, dass die Wolken feuchte Nebel in den höheren Luftschichten sind. Wolken, die auf hohen Bergen lagern, offenbarten sich, so oft man in sie hineintrat, als Nebel, eben so die frei in der Atmosphäre schwebenden Wolken, welche von Luftschifffahrern erreicht wurden. Sonach sind die

---

[1]) s. Kastner, Meteorol. Th. II. S. 47.

[2]) Neue Schrf. der Berl. naturf. Freunde. Bd. III. S 141.

[3]) Silliman, Americ. Journ. Vol. XXX. p. 11 u. Vol. XXVII. p. 146.

Wolken wie die Nebel Aggregate von Dunstbläschen, d. h. von kleinen hohlen Kügelchen, deren Hülle aus Wasser besteht, während ihr Inneres mit dampfhaltiger Luft angefüllt ist. Von der Existenz solcher Bläschen kann man sich überzeugen, wenn man des Abends oder Nachts bei einem starken Nebel eine Kerzenflamme zum Fenster eines Zimmers hinaushält. Die Dunstbläschen werden dann stark beleuchtet, und wenn man nun mittelst einer Loupe gegen eine schwarze, glatte, dem Nebel ausgesetzte Tafel sieht, erkennt man die in den Brennraum der Loupe kommenden Dunstbläschen sehr deutlich. Man gewahrt eine bald schnellere, bald langsamere Bewegung dieser Bläschen; sieht sie über die Tafel hinrollen und manche von derselben abspringen, während diejenigen, welche an der Tafel hängen bleiben, als Halbkügelchen erscheinen. Im Wesentlichen identisch mit den Bläschen der Nebel und Wolken, nur meist grösser, sind die Dunstbläschen, welche bei kochendem oder siedendem Wasser entstehen. Der sog. Schwaden, der hierbei zu Tage tritt, ist eben auch nur ein Aggregat solcher Dunstbläschen. Die letzteren lassen sich bei dem Vorgange des Siedens leichter erkennen, wenn man nach Saussure eine dunkle Flüssigkeit, etwa Tintenhaltiges Wasser oder Kaffee, nach beträchtlicher Erhitzung an einen Ort stellt, wo die Luft ruhig ist und starkes Licht auf die Oberfläche fällt. Man sieht dann in dem sich erhebenden Schwaden mit freiem Auge grössere und kleinere, einzeln schwebende Bläschen, die zum Theil ein buntes Farbenspiel gewähren, während andere nur als weissliche Kügelchen erscheinen. Zur genaueren Beobachtung dieser Erscheinung eignet sich eine Loupe von 1 bis $^1/_2$ Zoll Brennweite.

Die Farben, von welchen man die Bläschen umgeben findet, rühren theils von reflectirten, theils von durchgelassenen Lichtstrahlen her, und hängen bezüglich ihrer Art von der Dicke des Wasserhäutchens ab, welches die Bläschen bildet. Kratzenstein bestimmte diese Dicke durch Vergleichung der an den Bläschen bewirkten Farben mit den Newtons'chen Farbenringen, welche bekanntlich an dünnen Blättchen (Lamellen) durchsichtiger Körper im durchgelassenen und reflectirten Lichte erzeugt werden, zu 0,0006 Millimeter. Indessen ist nicht zu bezweifeln, dass diese Dicke je nach den Umständen, unter welchen die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes geschieht, eine sehr verschiedene ist. Ferner haben

Kratzenstein [1]) und Saussure [2]) auch den Durchmesser der Dunstbläschen abzuleiten gesucht. Der Erstgenannte fand ihn durch Vergleichung mit einem Haare = 0,0065 Millimeter, Saussure = 0,0059 — 0,0097 ^{mm}. Später benutzte Frauenhofer [3]) und nach ihm Kämtz [4]) zu demselben Behufe die Farbenringe, welche die um Sonne und Mond nicht selten erscheinenden Höfe darbieten, und deren Grösse (resp. Durchmesser) von dem Durchmesser der Dunstbläschen abhängig ist. Diese Höfe sind nämlich eine Folge der sog. Beugung (oder Interferenz), welche die an den Rändern der Dunstbläschen vorbeigehenden Lichtstrahlen erfahren. Auf Grund der Beobachtungen über die durch Wolken um Sonne und Mond gebildeten Höfe berechnete Frauenhofer für den Durchmesser der Dunstbläschen in Par. Zoll die Werthe: 0,000578; 0,00191; 0,00113. Gestützt auf eine grosse Anzahl von Beobachtungen berechnete Kämtz nach der Methode Frauenhofer's den mittleren Durchmesser der Dunstbläschen für die verschiedenen Jahreszeiten, und erhielt für den Winter 0,0009526 Par. Zoll, für den Frühling 0,0007206, für den Sommer 0,0006107, für den Herbst 0,0009039 Zoll, und aus allen diesen Werthen für das Jahresmitttel 0,0007969 Zoll (0,0224 ^{mm}). Sonach ergab sich, dass der mittlere Durchmesser der Bläschen im Winter am grössten ist, hierauf bis zur Zeit, wo die relative Feuchtigkeit am kleinsten ist, sich ziemlich regelmässig vermindert, und dann nach dem Winter hin wieder zunimmt.

197. Obwohl die wässerige Hülle der Dunstbläschen specifisch schwerer als die Luft ist, so können sie doch, falls diese Hülle nicht durch eine fortschreitende Condensation des gasförmigen Wasserdampfes rasch vergrössert wird, nur sehr langsam innerhalb der Atmosphäre herabsinken, theils weil die von der Hülle umschlossene Luft noch gasförmigen Wasserdampf enthält, theils auch, weil sie im Verhältniss zu ihrer Masse der Luft eine grosse Oberfläche darbieten, wozu drittens noch die Adhäsion kommt, die zwischen der wässerigen Hülle der Bläschen und der umgebenden Luft besteht, so dass sie demgemäss auch leicht in Folge eines aufsteigenden Luftstromes in die Höhe geführt werden können. Vornehmlich ist

---

[1]) Vom Aufsteigen der Dünste u. Dämpfe. 1744.

[2]) Essay sur l'hygrometrie. 1783.

[3]) Schuhmacher's astron. Abhdl. Bd. III. S. 56.

[4]) Meteorol. III. S. 98.

r hier zu berücksichtigen, was insbesondere Dove hervorgehoben , dass nämlich die Beständigkeit einer Wolke etwas nur Scheines ist; sie besteht nur, indem sie vergeht und wieder entsteht. bei ruhiger Witterung langsam herabsinkenden Dunstbläschen en sich in der unteren wärmeren Atmosphäre wieder zu gasigem Wasserdampf um, wenn die Luft daselbst noch nicht mit serdampf gesättigt ist, während an der oberen Grenze der lke neue Dunstbläschen entstehen; daher es leicht den Anschein innen kann, als ob die Wolke wie ein Unbewegliches, Festes ler Luft schwebe.

Wie die Nebel, so verursachen auch die Wolken eine Trübung Atmosphäre, mehr oder minder je nach ihrer Dicke und Dichte. Folge der allseitigen Reflexion oder Zerstreuung des Lichtes von en der Dunstbläschen wird uns die Wolke sichtbar. Dünne lken lassen noch ziemlich viel Licht durch, so dass dieselben, n sie vor die Sonne oder den hellen Mond kommen, unsichtbar den können. Je dichter und dicker aber eine Wolke wird, desto r verschwindet das durchgelassene gegen das reflectirte Licht. ist leicht zu erkennen, dass der eigenthümliche Farbenton einer lke sowohl von der Richtung, in welcher das sie treffende Licht ectirt wird, als auch von der Reinheit des umgebenden heiteren mels abhängen muss. Schweben mehrere Wolkenschichten übernder, so wird die untere, da sie im Schatten der oberen liegt, rh eine dunklere Färbung charakterisirt sein.

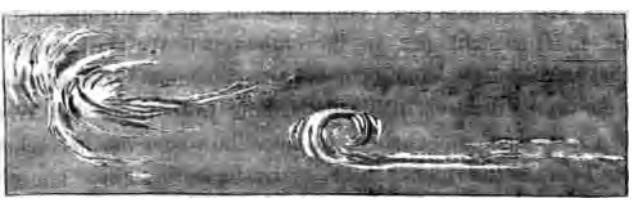
198. Im Hinblick auf die Entstehung der Wolken haben zuvörderst hervorzuheben, dass dieselbe in ganz analoger Weise die des Nebels durch eine Ueberschreitung des Sättigungszustandes Luft in Rücksicht des in ihr enthaltenen Wasserdampfes hergeführt wird. Dies kann jedoch in verschiedener Weise geschehen: mal dadurch, dass vertikal aufsteigende Luftströme den Wasserpf zu Regionen emporheben, wo derselbe wegen der herrschenden ingen Temperatur nicht mehr in Gasform bestehen kann; und eitens dadurch, dass Wasserdämpfe, welche horizontal bewegte ft von niederen zu höheren kälteren Breiten führt, vermöge allälliger Abkühlung condensirt werden, oder endlich durch die Verischung ungleich warmer Luftmassen, indem entweder ein wärerer Wind einen kälteren oder umgekehrt ein kälterer Wind einen ärmeren verdrängt. Hierbei macht sich denn das schon früher S. 276) erwähnte Hutton'sche Princip geltend, nach welchem die

Dampfmenge der Mischung dem Condensationspunkte näher steht, als in jeder der vorher getrennten Luftmassen. — Wenn nun ein wärmerer mit Wasserdampf beladener Wind (S. oder SW.) die kältere Luft in der Tiefe von oben herab verdrängt (s. Nr. 129), so entstehen zunächst hochschwebende Wolken, wogegen umgekehrt die Wolkenbildung mehr in der Nähe der Erdoberfläche statt haben wird, wenn ein kälterer und darum schwererer Wind die bisher herrschende wärmere Luft von unten her verdrängt. Schon hieraus lässt sich entnehmen, dass die (bezeichnete) verschiedene Entstehungsweise der Wolken nicht allein eine ungleiche Höhe, sondern zum Theil auch ein verschiedenes Aussehen derselben bedingen müsse. Luke Howard [1]) hat eine bestimmte Anzahl von Wolkenformen schärfer hervorgehoben und mit besonderen Namen belegt. Ohne Zweifel ist es nützlich, für gewisse charakteristische Wolkengestalten eine allgemein eingeführte Bezeichnung zu besitzen, und in dieser Beziehung ist denn auch die Howard'sche Terminologie nicht ohne Bedeutung.

199. Als drei wesentlich verschiedene Wolkenformen werden von Howard aufgeführt: der Cirrus, Cumulus und Stratus.

Der Cirrus (Federwolke, Fig. 18) erscheint als zusammengesetzt aus zarten Fäden, die sich entweder als parallele oder divergirende Streifen, in der Form von gekräuselten Locken u. dgl. m. darbieten. Keine Wolkenart zeigt so verschiedene Gestalten als der Cirrus [2]). Derselbe macht sich, wenn nach andauernd heiterer Witterung eine Veränderung derselben eintritt, meist zuerst geltend,

Fig. 18.



und ist die Folge eines wärmeren feuchten Luftstromes (Aequatorialstromes), auf dessen Ankunft seine Erscheinung hindeutet. Die sog.

[1]) On the modificat. of clouds: Philos. Magaz. XVI., XVII.; Gilb. Ann. Bd. XVI. S. 137, Bd. LV. — Brandes, Beiträge zur Witterungskunde. 1820. — Schübler, Meteorol. 1831.

[2]) s. Kämtz, Lehrb. d. Meteorol. I. S. 377.

Windbäume, die hierher gehören, sind vielfach verästelte Federwolken, deren Spitzen dem Winde zugekehrt sind und daher seine Richtung angeben. In dieser Beziehung betrachtet man die langgestreckten Federwolken als Vorboten wässeriger Niederschläge, welche so häufig durch eine Condensation des in jenem Luftstrome enthaltenen Wasserdampfes herbeigeführt werden. Namentlich ist ein baldiger Niederschlag dann zu erwarten, wenn der Cirrus verwaschene Ränder darbietet, was ein Zeichen ist, dass die Condensation der Dämpfe sich über die Grenzen der betreffenden Wolke hinaus erstreckt, wie denn auch der Himmel überhaupt in diesem Falle ein mehr hellblaues Ansehen gewinnt. Dagegen kann das trockne Wetter noch mehrere Tage andauern, wenn die Fäden und Ränder des Cirrus scharf begrenzt erscheinen.

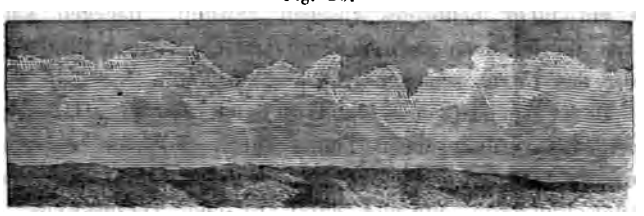
Der Cumulus oder die Haufenwolke (Fig. 19) zeigt sich in der Form halbkugeliger Haufen auf horizontaler Basis, bald in grösserer, bald in geringerer Masse, nicht selten mit scharf begrenzten Rändern, entweder durchweg oder vorzugsweise an den Rändern weiss und in der Mitte dunkler erscheinend. Man sieht sie an allen Theilen des Himmels, namentlich aber am Horizont häufig in gebirgsähnlicher Form mit glänzenden Gipfeln gelagert. Im Sommer kann man dieselben oft bei sonst heiterem dunkelblauen Himmel in grösserer Anzahl wahrnehmen. Man sieht in den Morgenstunden, etwa gegen 9 Uhr, an einzelnen Stellen zarte Wölkchen von sehr lockerer Beschaffenheit, die sich jedoch allmälig vergrössern und dann schärfer begrenzt hervortreten. Durch vertikal aufsteigende Luftströme werden nämlich in dieser Jahreszeit, wenn die Sonne des Morgens höher steigt und intensiver auf die Erdoberfläche wirkt, Wasserdämpfe in die Höhe geführt und hier condensirt. Diese Luftströme nehmen gegen die Zeit der grössten Tageswärme hin an Intensität zu, und mit ihr wächst auch die Anzahl und Grösse dieser Wolkenformen. Gegen Abend senken sich dieselben aber herab und lösen sich in der unteren wärmeren Atmosphäre wieder auf, so dass der Himmel zur Zeit des Sonnenunterganges wieder ganz heiter erscheint. Dies kann jedoch nur geschehen, wenn die untere Atmosphäre noch nicht mit Wasserdampf gesättigt ist; hat sie ihren Sättigungspunkt erreicht, so werden sich die Cumuli bei ihrem Herabsenken nicht auflösen,

Fig. 19.

d. h. in gasförmigen Wasserdampf umsetzen, und es ist dann ein wässeriger Niederschlag zu erwarten.

Der Stratus oder die Schichtwolke (Fig. 20) ist eine oben und unten horizontal begrenzte Wolkenschicht. Hierher gehören die Nebel, die sich an heiteren Sommertagen nach Untergang der Sonne über Seen, Flüsse und Wiesen lagern, wie nicht minder die Nebel der Polarmeere. Doch kann der Stratus, in analoger Weise wie der Nebel über dem Boden, auch in der freien Atmosphäre entstehen, namentlich im Herbst und Winter, wo die Luft

Fig. 20.



bei verhältnissmässig niedriger Temperatur ihrem Sättigungspunkte näher steht. Ob indess die graue Wolkenschicht, welche oft mehrere Tage lang den Himmel bedeckt, ohne dass aus ihr Regen oder Schnee fällt, ganz hierher gerechnet werden darf, ist fraglich. Die nebelartige Trübung, die namentlich im Spätherbst entsteht, ist Folge eines warmen Südwindes, dessen Dampfcapacität bei seinem Fortschreiten nach höheren Breiten beständig abnimmt und eben dadurch zu jener Trübung Anlass gibt. Dove [1]) bezeichnet dieselbe als Nimbus. Stratus ist nach ihm häufig nur ein von fern gesehener bedeckter Himmel, der auch von einer Bergspitze ausgehen kann, an der er langgezogen zu verweilen scheint.

200. Ausser den eben betrachteten Hauptformen hat Howard noch vier Uebergangsformen unterschieden, nämlich den Cirrocumulus, den Cirrostratus, den Cumulostratus und Nimbus.

Der Cirrocumulus oder die fedrige Haufenwolke (Fig. 21) soll die weissen, runden, häufig scharf begrenzten, in horizontale Reihen geordneten Wölkchen bezeichnen, die man in Deutschland gewöhnlich Schäfchen (Lämmchen) nennt. Jene Bezeichnung rührt daher, dass diese Wölkchen in Rücksicht ihrer abgerundeten Gestalt an den Cumulus, bezüglich ihrer flockigen oder

[1]) Meteorol. Untersuchungen. 1837. S. 571.

äserigen Beschaffenheit, ihres weissen Aussehens und ihrer Höhe ber an den Cirrus erinnern. Mitunter bemerkt man die Cirrocumuli

Fig. 21.

mehreren Schichten übereinander, wo denn die oberen kleiner nd und bisweilen den ganzen Himmel einnehmen. Dieselben ent-ehen wahrscheinlich, wie schon Howard angiebt, dadurch, dass n wärmerer Wind über kältere Luft hinfliesst. Man betrachtet die rrocumuli als Vorboten guter Witterung, da man sie nicht selten, mentlich des Morgens, heiteren und warmen Tagen vorausgehen ht, indem das Gewölk mit höher steigender Sonne, da die Luft ch von ihrem Sättigungspunkte fern ist, sich auflöst. Dieselben gen in vielen Fällen aus den Cirris hervorgehen, wenn sich diese t dem oberen warmen Winde tiefer herabsenken. Allein auch ie vorausgehenden Cirrus können sie plötzlich entstehen, wenn warme, mit Wasserdampf gesättigte Wind sich mit kälteren ftmassen mengt, ohne dass es dabei zu einer sehr reichlichen ndensation des Dampfes kommt. Der Himmel gewinnt dann den schein einer gerinnenden Flüssigkeit, da die kleinen, runden und nzenden Wölkchen ganz das Ansehen haben wie Seifenwasser, lches unter hartes Wasser gegossen wird. Die Cirrocumuli einen sehr dünn oder locker zu sein, also die sie bildenden nsttheilchen in einem grossen Abstande von einander zu stehen. v. Humboldt konnte in Cumana durch dieselben noch Sterne rter Grösse und sogar die Mondflecken wahrnehmen. Dabei er-ienen die Sterne mit funkelndem Lichte, was darauf hindeutet, s in diesen Wolken Luftmassen von ungleicher Temperatur ge-cht sind.

Der Cirrostratus oder die fedrige Schichtwolke §. 22) besteht aus einer horizontalen Schicht zartfaseriger Wölk-n, die im Zenith gewissermaassen als Schäfchen (cirrocumuli), am izont mehr als eine zusammenhängende lange Schichtwolke von nger Breite erscheinen. Diese Wolkenform entsteht aus dem us, indem derselbe bei grösserer Feuchtigkeit der Atmosphäre

verwaschene Ränder und eine grössere Breite gewinnt, so dass er einen beträchtlichen Theil des Himmels oder auch diesen ganz mit einem zarten Schleier überzieht. Sehr häufig sieht man den Cirrostratus am westlichen Himmel als eine Wolkenbank (von Göthe „Paries" genannt) auftreten, wenn Südwestwinde in den höheren Regionen (bei noch heiterem östlichen Himmel) und dann auch in der Tiefe den Nordwind zu verdrängen suchen. Allmälig verbreitet sich diese Wolkenmasse, indem sie nach dem Horizont hin einen tieferen graublauen Farbenton annimmt, weiter und überzieht endlich den ganzen Himmel. Gewöhnlich folgt dann Regen, da sich bei jenem Vorgange in der tieferen Atmosphäre meist auch Cumuli bilden. — Den Unterschied des Cirrostratus vom Cirrocumulus sieht Brandes vorzugsweise in der weniger bestimmten Form des ersteren und in der mangelnden Anordnung in Reihen, sodann in seiner Neigung, andere Gestalten anzunehmen. Im Zenith befindlich besteht derselbe entweder aus getrennten Flocken, die kleiner oder grösser, mehr oder minder dicht und glänzend weiss sind, falls sie nicht durch andere Wolken beschattet werden, oder er bildet eine nebelige Schicht. Mitunter bildet der Cirrostratus auch ganze Lagen wellenförmig gekrümmter Streifen; öfter sieht man einzelne zerrissene Wolkenstücke über den ganzen Himmel verbreitet; dieselben gehen jedoch leicht in dichte Wolken über, die dann den ganzen Himmel grau erscheinen lassen. In der Nähe des Horizontes erscheinen die Cirrostrati als dichte Wolkenstreifen, welche Sonne und Mond entweder ganz oder zum Theil bedecken, und beim Auf- und Untergange der Sonne sich in rothen Farbentönen darbieten. Auch die langen schmalen Wolkenstreifen, die sich in Bogen grösster Kreise mitunter über den ganzen Himmel hin erstrecken und deren oft mehrere von demselben Punkte auslaufend sich in einem andern Punkte vereinigen, gehören hierher. Indessen sind sie in Wirklichkeit parallele Streifen, die nur wegen der grossen Entfernung ihrer Enden zu convergiren scheinen, wie denn auch ihre Krümmung nur Folge einer optischen Täuschung ist [1]).

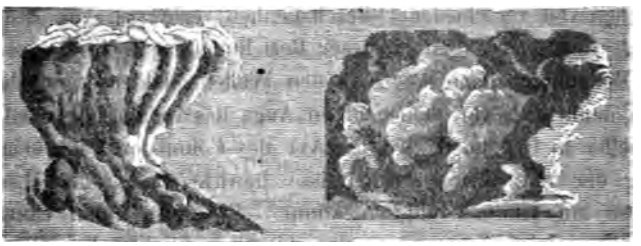
Fig. 22.

Der Cumulostratus oder die gethürmte Haufenwolke

[1]) s. Wrede, Poggend. Ann. Bd. VII. S. 218.

Fig. 23) ist als eine Anhäufung von Haufenwolken zu betrachten, erscheint öfter als Gewitterwolke in der Form einer dunklen gebirgsähnlichen Masse über dem Horizont, und entsteht gewöhnlich,

Fig. 23.



wenn ein kälterer nördlicher Wind den herrschenden wärmeren zu verdrängen sucht. Dabei fällt der kalte Strom zuerst unten stossweise ein, während sich die gebildeten Wolken in compacten Massen zusammenhäufen. Bedenken wir nun, dass der Cirrus (S. 292) umgekehrt durch einen herrschend werdenden Aequatorialstrom bedingt ist, so lassen sich mit Dove [2]) Cirrus und Cumulostratus als die Gegensätze auffassen, die beide zu einer allgemeinen Bedeckung des Himmels führen können.

Der Nimbus oder die Regenwolke (von Howard auch als Cirrocumulostratus aufgeführt) erscheint als eine dunkle weit ausgebreitete horizontale Wolkenmasse mit faseriger oder verwaschener Begrenzung. Dieselbe entsteht aus dem Cumulostratus durch Vergrösserung und Anhäufung der Cumuli, namentlich wenn die untere Atmosphäre mit Feuchtigkeit gesättigt ist (s. unter Cumulus), oder bei einfallendem wärmeren Winde so, dass die Cirri zunächst in den dichteren Cirrostratus übergehen, während sich in den unteren erkälteten Luftmassen Cumuli bilden, aus welchen denn der eigentliche Nimbus hervorgeht.

201. Hervorgehoben sei noch besonders, dass die mannigfachen Wolkengebilde, die wir am Himmel wahrnehmen, zum Theil einen localen Charakter besitzen, der abhängig ist von der ungleichen Beschaffenheit der Erdoberfläche. Das ungleiche Verhalten des tropfbarflüssigen und festen Theiles der Erdoberfläche zur Wärme, wie auch die Verschiedenheit, welche der letztere selbst, bezüglich der Erhitzung des Bodens durch die Sonne, während der

[2]) Meteorol. Unters. S. 57.

wärmeren Jahreszeit darbietet, muss sowohl auf die Intensität des täglichen vertikal aufsteigenden Luftstromes, der den Wasserdampf in die Höhe führt, als auch auf die Condensation des Wasserdampfes eines horizontal bewegten, feuchten Luftstromes, indem er sich über Flächen von verschiedener Beschaffenheit verbreitet, von Bedeutung sein. Gewiss hat man in dieser Beziehung mit Recht bemerkt, dass die Bodenbeschaffenheit sich in den Wolkengebilden kundgebe, wie man denn auch von dem geübten Auge des Indianers erzählt, dass dasselbe in Gegenden, wo die Axt des Colonisten noch keine Störung der natürlichen Verhältnisse bewirkt habe, den Lauf der Flüsse am Himmel ablesen könne. Es muss einen Unterschied machen, ob eine Länderstrecke mit einer reichen Vegetation versehen ist oder nicht, ob sie ausgedehnte Wasseransammlungen enthält oder ganz frei davon ist. So können sich über Wäldern und Wiesen durch Condensation des Wasserdampfes Wolken bilden, während über der dürren Sandfläche dergleichen verschwinden, indem der Wasserdunst wieder in gasförmigen Wasserdampf übergeht.

Localer Natur sind nun auch die über einzelnen Inseln schwebenden Wolken, an welchen diese Inseln von den Seefahrern schon erkannt werden, wenn dieselben noch unter dem Horizonte liegen. Derartige Wolken entstehen zufolge des über der Insel aufsteigenden Luftstromes, indem sich unter Einwirkung der Sonne während des Tages der Boden stärker erwärmt als das umgebende Wasser des Meeres, von welchem die Luft über der Insel Wasserdampf empfängt. Nun wird aber der gasförmige Dampf durch den aufsteigenden Luftstrom in die Höhe geführt, wo er sich zu einer Wolke condensirt, während der Strom sich mehr und mehr ausdehnt und dadurch eine Temperaturerniedrigung erfährt. Späterhin sinken die Wasserdünste, sobald der besagte Luftstrom aufhört, wieder herab, um sich in den tieferen wärmeren Luftschichten, wo sie wieder gasförmig werden, aufzulösen.

202. Begegnet ein mit Wasserdampf beladener Luftstrom auf seinem Wege einem Gebirge, so wird dieses bei hinreichender Höhe denselben nöthigen, an der Gebirgswand emporzusteigen und in einer gewissen Höhe durch Condensation des Wasserdampfes eine Wolke zu bilden. Selbstverständlich können die auf der Windseite entstandenen Wolken leichter bei einem niedrigen als bei einem hohen Gebirge auf die andere Seite gelangen. Da nun die Wolkenbildung im Herbst und Winter bei einer grösseren relativen

Feuchtigkeit der Luft niedriger als im Sommer erfolgt, so können die Winde des Spätherbstes und Winters schon durch ein verhältnissmässig niedriges Gebirge aufgehalten und zu einer Wolkenbildung veranlasst werden, wogegen dieselben Winde im Sommer unbehindert über dasselbe hinziehen. In den Hochgebirgen gibt aber nicht selten eine hoch aufsteigende Spitze zu einer Wolkenbildung Anlass, die bei ihrem Fortziehen über die erwärmtere Bodenfläche des Gebirges sich wieder auflöst.

Als ein interessantes Phänomen der Wolkenbildung auf höheren Gebirgen erinnern wir hier an das sog. Tafeltuch, welches auf dem Tafelberg am Vorgebirge der guten Hoffnung zur Erscheinung kommt und schon von Arnott in Rücksicht seiner Entstehungsweise richtig erkannt wurde. Dieser Berg ist gewöhnlich klar und heiter, die Luft daselbst trocken; sobald aber der mit Wasserdampf beladene, vom indischen Ocean kommende Südostwind einfällt, bedeckt sich derselbe mit einer dichten Wolke in der Form schneeweisser Dünste, die über den flachen Gipfel des Berges in der Richtung des Windes hinwogen, an dem entgegengesetzten Abhange Wasserströmen gleichend in Streifen herabstürzen, ohne jedoch die Tiefe zu erreichen. Die Dünste verschwinden etwa in halber Bergeshöhe, indem sie sich in der unteren wärmeren noch nicht mit Dampf gesättigten Luft auflösen. So geht es mit allen einzelnen Wogen, die successiv herabkommen, während sich die Wolkenbildung fortdauernd erneuert und auf dem flachen Rücken des Berges wie ein Tuch ausgebreitet erscheint. Indem nämlich der wasserdampfreiche Südostwind an die Wand des Tafelberges anstösst, wird er genöthigt, emporzusteigen, wobei er nach dem Gipfel des Berges in immer innere Luftregionen gelangt und sich selbst immer mehr ausbreitend dergestalt abkühlt, dass die Wasserdämpfe, welche er mit sich führt, nicht mehr in gasförmigem Zustande bestehen können. Dieselben werden zu Wolken condensirt, die dann, wie schon bemerkt, auf der andern Seite des Berges in der tieferen wärmeren Luft wieder in gasförmigen Wasserdampf übergehen.

Ganz ähnliche Erscheinungen bieten sich in andern Gebirgsgegenden dar. So ist eine gewisse intermittirende Wolkenbildung auf den Gipeln der mit Schnee bedeckten Gebirge eine sehr häufige Erscheinung. Man beobachtet dieselbe meist bei heiterem Wetter, stets einige Stunden nach der Culmination der Sonne. Bous-

singault bemerkt in dieser Beziehung, dass die Gletscher mit Condensatoren zu vergleichen seien, welche in die höheren Regionen der Atmosphäre hineinragen, um die Luft durch Abkühlung auszutrocknen und solchergestalt das Wasser, welches dieselbe als Dampf enthält, auf die Oberfläche der Erde zurückzuführen. Besonders grossartig bietet sich die bezeichnete Wolkenbildung auf dem Schneeamphitheater dar, welches auf allen Seiten den Horizont von Riobambe begrenzt. Nach der Beschreibung von Boussingault [1]) hängt sich an den mittleren Theil eines Trachytkegels eine jener breiten Wolken an, die Saussure mit dem Namen Schmarotzerwolken bezeichnete; sie haftet fest daran, so dass der Wind, wie stark er auch bläst, nichts darüber vermag. Bald indess fährt mitten aus dieser Dunstmasse ein Blitz heraus; Hagel, untermengt mit Regen, überschüttet den Fuss des Berges, während sein Schneegipfel, den das Gewitter nicht erreichen konnte, hell von der Sonne beleuchtet wird. Weiterhin bemerkt man eine Spitze von strahlend glänzendem Eise, die sich scharf auf dem Azur des Himmels abzeichnet, so dass man alle ihre Umrisse, alle ihre Gestaltungen unterscheidet. Die Atmosphäre ist von merkwürdiger Reinheit, und dennoch bedeckt sich jener Schneegipfel mit einer Wolke, die aus seinem Innern hervorzukommen scheint; allein ein wenig später ist diese Wolke nur noch ein leichter Dunst, der bald zergeht. Doch nicht lange darauf kommt sie wieder zum Vorschein, um abermals zu verschwinden.

Analoge Erscheinungen zeigen nun auch unsere Gebirge, indem sie die mit Wasserdampf beladenen südlichen und südwestlichen Luftströme aufhalten und zu einer Condensation desselben Anlass geben. Bekannte Beispiele sind unter andern der Rigi, der Pilatusberg (Hut- oder Haubenberg) am Vierwaldstädter-See, der St. Gotthard, und auch der Brocken.

203. Der besprochene Ursprung der Wolken lässt sofort erkennen, dass die Bewölkung des Himmels sowohl in Hinsicht auf Intensität als Ausdehnung in allen Zonen mit den Luftströmungen in allernächster Beziehung stehen muss. Die weiteren Bestätigungen hiezu werden wir bei Betrachtung der Regenverhältnisse finden. Während der Himmel in manchen Gegenden eine fast un

---

[1]) A. v. Humboldt's kleine Schriften. Bd. I. S. 176 f.

nterbrochene Heiterkeit darbietet, in andern aber regelmässig mehere Monate hindurch beständig heiter und in der übrigen Jahresit mehr oder minder trübe ist, sind dagegen in dem grösseren heil der gemässigten Zone die heiteren und trüben Tage auf das anze Jahr vertheilt. Die den verschiedenen Winden entsprechende ittlere Bewölkung hat für Karlsruhe Eisenlohr [1]), der zwischen anz hellem Himmel (0 Bewölkung), $\frac{1}{4}$ Bewölkung, $\frac{2}{4}$, $\frac{3}{4}$ und $\frac{4}{4}$ oder anzer Bewölkung unterschied, näher bestimmt. Hiernach ist im üdwestlichen Deutschland die Bewölkung durchschnittlich am geringten im Sommer, am grössten im Winter. Das Maximum der Bewölkung fällt in allen Jahreszeiten auf den Südwest-, das Minimum uf den Ostwind. In Hinsicht auf den Zusammenhang der Bewölung bei den einzelnen Winden mit der Temperatur fand sich, dass as Maximum der Bewölkung erst eintritt, wenn das Thermometer, achdem es seinen höchsten Stand erreicht hat, wieder sinkt, d. h. enn der Wind aus S. in SW. übergeht, und dass umgekehrt das inimum der Bewölkung erst bemerkt wird, wenn das Thermometer, nachdem es bei NO. seinen tiefsten Stand erreicht hatte, wieder steigt.

Aehnliche Bestimmungen liegen für Copenhagen von Schouw [2]) or. Derselbe berechnete für jeden der 8 Winde die Zahl der Beobachtungen, bei welchen der Himmel heiter, bewölkt (mehr oder weniger mit Wolken bedeckt) oder ganz bedeckt (überzogen, trübe) war. In der folgenden Tabelle zeigen die drei ersten Rubriken die eschaffenheit der Luft bei den 8 Winden ohne Rücksicht auf die äufigkeit derselben. So bedeutet in der Rubrik „heiterer Himmel" die neben O. stehende Zahl 29, dass von 100mal, wo die Luft eiter war, dieser Zustand des Himmels 29 Mal mit Ostwind verknüpft erschien. Die drei letzten Rubriken zeigen dagegen die Beschaffenheit der Luft bei den verschiedenen Winden mit Rücksicht auf ihre ungleiche Häufigkeit; so dass die Zahlen angeben, wie oft unter je 100 Fällen ein jeder der bezeichneten Winde mit ganz heiterem, mit zum Theil bedecktem (bewölktem) und ganz bedecktem (überzogenem) Himmel verbunden war.

---

[1]) Unters. über d. Einfluss des Windes. 1837.

[2]) Beitr. zur vergleich. Klimatologie. 1827. S. 83 f.

	Heiterer Himmel.	Bewölkter Himmel.	Ueberzog. Himmel.	Heiterer Himmel.	Bewölkter Himmel.	Ueberzog. Himmel.
N.	15	6	5	37	39	24
NO.	19	9	8	31	41	28
O.	29	16	20	25	38	37
SO.	6	6	7	14	47	39
S.	7	9	10	13	47	40
SW.	8	21	22	7	51	42
W.	8	26	25	6	54	40
NW.	8	7	3	22	61	17

Man sieht, dass im Ganzen die nördlichen und östlichen Winde heitere, die südlichen und westlichen trübe Luft bringen. W. und SW. sind am seltensten, N., NO., und O. am häufigsten mit heiterem Himmel verbunden. Bei jenen ersteren ist der Himmel fast jedes 2temal bewölkt und nur jedes 16temal heiter, während N., NO. und O. etwa jedes 3temal mit heiterem Himmel auftreten.

204. Die Höhe der oben beschriebenen Wolkenformen ist sehr verschieden. Est ist aber auch die Höhe einer und derselben Wolkenart zu verschiedenen Zeiten sehr ungleich, wie denn auch mitunter Wolken derselben Art gleichzeitig in verschiedenen Höhen schweben, die bezüglich der Cumuli Differenzen von 1000 Fuss und mehr erkennen liessen. Dies Alles kann im Hinblick auf die Art und Weise, wie Wolken entstehen, nicht befremden. Nach den bis jetzt vorgenommenen Höhenbestimmungen lässt sich auf Grund der ungleichen Wirkung der Sonne und der dadurch bedingten ungleichen Höhe der feuchten Luftströme allenfalls annehmen, dass dieselbe Wolkenart in niederen (dem Aequator näher gelegenen) Breiten höher schwebt als in mittleren und hohen Breiten, über derselben Stelle der Erdoberfläche aber zur Zeit der grössten Tageswärme und im Sommer höher als am frühen Morgen und im Winter. Dem gemäss kann man sich die mittlere Wolkenregion, nämlich die Theile der Atmosphäre, wo die Wolken am häufigsten auftreten, in der Gestalt einer die Erde umschliessenden Schale von stärkerer Abplattung als das feste Erdsphäroid vorstellen. Im Uebrigen ist nicht zu verkennen, dass die Gebirgsformationen und die sonstige besondere Beschaffenheit der Erdoberfläche Einfluss auf die Höhe verschiedener Wolkengebilde haben müsse. Im Allgemeinen scheint auch die Höhe der Wolken von den Flach- nach der

chländern hin zuzunehmen. Auf dem Meere hat sich dieselbe tschieden niedriger als auf dem Festlande ergeben.

Als die höchsten Wolkengebilde haben wir die Cirri (Federlken) zu betrachten, deren Höhe bei einigen hierüber angestellı Bestimmungen von Kämtz zwischen 10000 und 24000 Fuss ıwankte. Gay-Lussac befand sich jedoch auf seiner Luftschifffahrt einer Höhe von 21600 F. noch tief unter den höchsten Wolı. Nach A. und H. Schlagintweit's [1]) Beobachtungen auf den ›en schienen die obersten Cirri nahe 40000 F. zu erreichen. Die ttlere Höhe der Cirri lässt sich nach Kämtz für unsere Breiten d im Sommer zu 20000 F. annehmen. Dies ist aber eine Höhe, die Temperatur gewiss tief unter dem Gefrierpunkte steht; da: wir zu erwarten haben, dass die Federwolken daselbst aus feiı Eiskrystallen bestehen, wie man denn auch ihr blendend weis: Aussehen und die Erscheinung gewisser Höfe um Sonne und ›nd, deren Erklärung die Annahme solcher Krystalle erfordert, ›on längst in diesem Sinne gedeutet hat. Neuerdings haben aber ch directe Beobachtungen das Vorhandensein von feinen Eiskryllen in jenen höheren Schichten der Atmosphäre bestätigt. Welsh d Nicklin, die im Verein mit Green von einem Observatorium i London aus eine Luftfahrt unternahmen, fanden in der grössı Höhe, die sie erreichten, Schnee und sternförmige Eiskrystalle ı kaum einer halben Linie im Durchmesser. Die Genannten erchten eine Höhe von 19500 engl. Fuss, über welche hinaus sie ch eine Wolke bemerkten. Die erste Wolkenschicht trafen sie in ier Höhe von 2640, und eine zweite in der Höhe von 13200 F. rral und Bixio schwebten auf ihrer schon früher von uns erwähnı Luftschifffahrt (S. 94 f.) bald in einem dicken Nebel, der sie von en Seiten, selbst noch in einer Höhe von 16310 rhein. Fuss umb. Als sie aber die Höhe von 20161 F., wo die Temperatur ·10,7° betrug, erreicht hatten, erschien der Nebel weniger dicht d es zeigten sich sehr kleine, nadelförmige Eiskrystalle, welche rmöge des Aufsteigens des Ballons mit einer gewissen Kraft nierzufallen schienen und auf dem Papier, welches die Luftschiffer ır Aufzeichnung ihrer Bemerkungen benutzten, eine Art von Genister hören liessen. Diese Eiskrystalle zeigten sich beim Niederehen des Ballons noch bis auf 14339 F. Höhe, wo auch die Tem-

[1]) Unters. über die physik. Geographie der Alpen. 1854.

peratur noch immer unter 0° C. stand. Natürlich werden im Sommer die aus Eiskrystallen bestehenden Wolken bei ihrem Herabsinken in tiefere wärmere Luftschichten entweder durch Verdunstung dieser Krystalle in gasförmigen Wasserdampf oder in Aggregate von wässerigen Dunstbläschen, d. h. in gewöhnliche Wolken, übergehen, falls nicht besondere Verhältnisse, wie bei der Entstehung des Hagels, ein Anderes bedingen. Im Uebrigen ist zu bemerken, dass die durch die Cohäsion zusammengehaltenen Häutchen der Dunstbläschen selbst bei hoher Kälte, d. h. bei einer Temperatur, die tief unter dem Gefrierpunkte liegt, noch flüssig bleiben können, was sowohl aus gewissen optischen Erscheinungen als auch aus den Erfahrungen der genannten Luftschiffer mit Evidenz hervorgeht. Alle Umstände, welche die kleinsten Theilchen des Wassers in ihrer Lage zurückhalten, ihre Beweglichkeit und Umstellung erschweren, scheinen auch die Eisbildung zu verzögern [1]).

Die Höhe einiger Cumuli (Haufenwolken) bestimmte Kämtz [2]) an einem Nachmittage zu 7300 und 8500 Fuss. Im Mittel mehrerer Messungen fand derselbe für die Höhe dieser Wolkenart am 6. Juli (1830) 8050 F., am 11. Juli 4750 F. Derselbe folgerte aus dem Mittel seiner damaligen Messungen, dass die Cumuli in der Zeit zwischen 9 Uhr Morgens und 6 Uhr Abends in Höhen zwischen 3000 und 10000 Fuss schweben, und dass man 5000 F. als mittlere Höhe annehmen könne. Ihre Höhe erschien um so grösser, je geringer ihre Anzahl am Himmel war; doch konnte dieses Resultat wegen Mangels an einer hinreichenden Anzahl von Messungen nicht als ein allgemein gültiges festgestellt werden. Die Höhe eines Cirrostratus erhielt Kämtz zu 11000 F., die eines andern an demselben Tage = 10500 Fuss. Auf den Alpen fanden A. und H. Schlagintweit die gewöhnliche Höhe des Cumulostratus an günstigen Tagen (im September) = 7000 bis 8000 F.

205. Es ist zu erwarten, dass die Dicke der Wolken nicht minder als ihre Höhe eine sehr veränderliche Grösse ist. Zahlreiche Bestimmungen über die Höhe und Dicke der Wolken wurden von Peytier und Hossard in den Pyrenäen vorgenommen [3]).

---

[1]) s. hierüber Mousson: Poggend. Ann. Bd. CV. S. 161.

[2]) Lehrb. d. Meteorol. Bd. I. S. 387.

[3]) Compt. rend. T. I. p. 25. L'Institut. 5me Ann. N. 191. p. 2. — Geh-ler's physik. Wörterb. N. A. Bd. X. S. 2308.

ese Bestimmungen geschahen nach der Höhe der Bergspitzen, lche die Wolken mit ihren unteren und oberen Flächen berühr-n. In der nachstehenden Tabelle sind die Höhen dieser Flächen ch den Messungen der Genannten übersichtlich zusammengestellt.

Zeit.	Untere Fläche.	Zeit.	Obere Fläche.	Zeit.	Untere Fläche.	Zeit.	Obere Fläche.
Juni	m	Juli	m	Septbr.	m	August	m
14	850	5	1200	9	1400	30	2300
15	850	12	1600	12	1000	Septbr.	
17	1500	20	2000	13	1500	10	1300
21	2500	21	1850	18	1200		
22	2000	22	2900	21	1000		
23	2200	25	2500	22	1000		
27	550	26	2200	23	2000		
28	900	27	2500	24	1450		
		28	2200	25	1250		
ugust		August		26	1950		
4	1600	11	1900	29	450	29	900
5	1600	12	1800	30	600	30	1450
21	1300	15	1600	October			
22	1300	16	1650	1	1350		
eptbr.				3	1200		
5	2000	17	2000	4	1200		
6	1500	27	3000				
7	1000	28	1500				

Aus diesen Messungen ergab sich für die untere Fläche der lken ein Minimum von 450 Meter und ein Maximum von 2500 für die obere Fläche als Minimum 900 und als Maximum 3000 ter. Durch gleichzeitige Messung der oberen und unteren Grenze Wolken fanden die Genannten einmal für die Dicke der Wol-schicht 450 Meter = 1385 Fuss, und ein andermal 850 M. = 17 F. Dagegen hatte die Wolkenschicht, innerhalb deren sich ral und Bixio auf ihrer Luftschifffahrt erhoben, mindestens eine ke von 15925 rheinl. Fuss.

Dass die Wolken über dem Meere im Allgemeinen niedriger weben als über dem Festlande, haben wir bereits bemerkt. Die ficiere auf der vom Capitain Petit-Thouars befehligten franz. Fre-tte Venus fanden die Höhe der Wolken über dem atlantischen d dem stillen Ocean zwischen 900 und 1400 Metern [1]). Die

[1]) Dove's Repert. d. Physik. Bd. IV. S. 268.

letztbezeichnete grösste Höhe wurde am 20. Februar 1828 13° 0′ südl. Br. und 109° 3′ westl. Länge beobachtet.

206. Die Gewitterwolken bieten sowohl rücksichtlich Dicke als auch ihrer Höhe beträchtliche Unterschiede dar. Im gemeinen nimmt man auf Grund der gewöhnlichen Erfahrunge dass die untere Grenze der Gewitterwolken um so tiefer herat je schwerer die Gewitter sind oder je mehr Wasser sie liefern. ter niederen Breiten scheinen dieselben, der theoretischen Ei tung gemäss, eine grössere Höhe zu erreichen, als unter höl Breiten. Le Gentil gibt nach seinen Beobachtungen auf Isl France, Pondichery und Manilla die gewöhnliche Höhe der Gew wolken zu 900 Meter (2770,5 F.) an, fand jedoch auch einm Pondichery die Höhe des Wolkentheiles, aus welchem Blitze vorkamen, = 3300 Meter oder 10159 F. Dagegen fand Cl zu Tobolsk in Sibirien die Höhe der Gewitterwolken in einem nicht grösser als 214 Meter = 669 F., in einem zweiten 29 in sechs Fällen 400 bis 600 M. (1231 bis 1847 F.), in drei an 600 und 800 M. (1847 u. 2463 F.), während sie in fünf F über 800 M. hinausging.

Nach Beobachtungen von de L'Isle zu Paris betrug die von Gewitterwolken daselbst im Juni 1000 und im Juli 1400 ter. Die sehr bedeutende Grösse einiger Werthe (8080 M.), che Arago nach Messungen von d'Isle für die Höhe solcher W angibt, mag zum Theil auf Rechnung der fehlerhaften Methode l men, die zu dieser Bestimmung benutzt wurde. Die eben ange ten Werthe (1000 u. 1400 M.) sollen für Paris Minima sein. von Arago angegebene Verfahren, die Höhe einer Gewitterwolke einer Ebene zu ermitteln, besteht darin, dass man aus der Sc geschwindigkeit und der Zeit zwischen Blitz und Donner den recten Abstand der Wolke vom Beobachter bestimmt, und dann dem Sinus des Höhenwinkels, unter welchem der Blitz ersch den vertikalen Abstand vom Boden berechnet. — Kämtz erhiel die Höhe von Gewitterwolken 1500 bis 5000 Fuss.

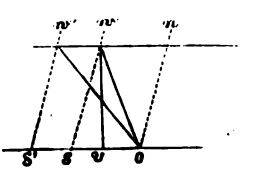
Anderweitige Bestimmungen [1]) über die Höhe dieser Wo hat man aus der Höhe der Gebirge entnommen, auf denen Gewitter erlebte, oder aus Spuren, welche der Blitz zurückl indem er die Spitzen der Berge, die er trifft, schmilzt oder

[1]) Arago: Annuaire pour l'an 1838. Par. 1837. p. 241.

glast, woraus man schliessen kann, dass diese Spitzen sich unter oder doch mindestens in der betreffenden Wolke befanden. Hiernach schätzte A. v. Humboldt die Höhe der Gewitterwolken auf der Spitze des Berges Toluco an der Westseite Mexicos zu 4620 M. (14222 F.), de Saussure auf dem Montblanc gleich 4810 M. (14807 F.), Ramond in den Pyrenäen auf dem Mont-Perdu zu 3410 M. (10497,5 F.) und auf dem Pic-du-Midi zu 2935 M. (9035 F.) Ferner erlebte de Saussure mit seinem Sohne auf dem Col de Géant ein Gewitter, welches über ihr Zelt hinwegzog, dessen Höhe 3471 M. (10685 F.) betrug. Auch Bouguer und Condamine wurden einst auf dem Pichincha, der 4868 M. (14986 F.) hoch ist, von einem Gewitter überrascht. Die beiden Schlagintweit bemerken auf Grund ihrer Beobachtungen in den Alpen, dass Gewitterwolken ausnahmsweise die Höhe von 14000 bis 15000 F. erreichen können. Indessen weiss man, dass die Gewitterwolken mitunter auch sehr tief stehen. Beispielsweise erwähnen wir hier zwei Fälle, die Haidinger erzählt [1]). So war bei einem Gewitter, welches am 27. August 1827 zu Admont in das Chor der Stiftkirche einschlug, die Wolke nicht weiter als 84 Fuss vom Boden entfernt und hatte ungefähr eine Dicke von 24 F. Am 19. Juli 1826 wurde Gratz von einem Gewitter heimgesucht, das nur eine Stunde dauerte, aber 19mal einschlug und 5mal zündete. Die Dicke der betreffenden Wolkenschicht wird zu 110 F. angegeben, indem man die Entfernung der unteren Fläche dieser Wolke vom Boden auf etwa 210 F., und den Abstand der oberen Fläche von demselben auf 320 F. schätzte.

207. Um die Höhe der Wolken zu berechnen, hat man verschiedene Methoden vorgeschlagen und zum Theil auch in Anwendung gebracht. Einige dieser Methoden stützen sich auf die Beobachtung des Schattens der Wolken und können natürlich nur dann zur Anwendung kommen, wenn dieser Schatten einigermaassen scharf begrenzt ist. Nach einem Verfahren von Lambert [2]) misst man den Weg, den eine horizontal bewegte Wolke während einer gewissen Zeit durchläuft. Die Wolke bewege sich von w nach w', und der gleichzeitige Weg ihres

Fig. 24.



[1]) Sitzungsber. d. k. k. Akademie zu Wien. Bd. IX. 1852.

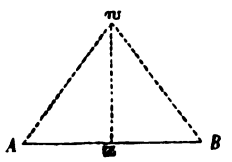
[2]) Mém. de Berlin. 1773. p. 40 ff.

Schattens sei ss'. Dann ist $ss' = ww'$. Hat man nun noch vom Punkte o aus die Winkel nos, wos und $w'os$ gemessen, wo on eine, durch die Sonne gehende mit ws und $w's'$ parallel gedachte Linie vorstellt, so ist das Dreieck wow' dergestalt bestimmt, dass sich die vertikale Höhe wv, d. h. die Höhe der Wolke nach bekannten geometrischen Sätzen leicht berechnen lässt. Aus dem Verhältnisse der Zeit und des vom Schatten durchlaufenen Weges ergibt sich auch die Geschwindigkeit der Wolke.

Nach Wrede berechnet sich die Höhe einer Wolke aus ihrem scheinbaren Durchmesser und dem Durchmesser des von derselben geworfenen Schlagschattens. Die nöthigen Bestimmungsstücke zur Berechnung der Wolkenhöhe ergeben sich hier aus einem durch den Beobachter und die Wolke gehenden Dreiecke, wenn man die Punkte markirt, auf welche der Schatten fällt und die Höhenwinkel der den Schatten werfenden Ränder der Wolken misst [1]). Auf Schiffen lässt sich nach Arago [2]) die Höhe einer Wolke, die sich mit der Sonne in demselben Vertikalkreise befindet, berechnen, wenn man die Sonnenhöhe, die Höhenwinkel der Wolke und die Depression des Schattens der Wolke im Meere oder den Winkel zwischen der Wolke und ihrem Schatten misst. Man hat dann auch hier ein Dreieck, aus welchem die Höhe der betreffenden Wolke leicht bestimmbar ist. Die bezeichneten Messungen geschehen vom Mastkorbe aus. Die Vertikale von letzterem bis zum Meeresniveau dient als Basis und ist eine Seite des zu bestimmenden Dreiecks. Verwandt mit dieser Methode ist ein von Whewell [3]) in Vorschlag gebrachtes Verfahren.

Eine mehr directe Methode, die Höhe der Wolken zu messen, wurde von Riccioli [4]) angegeben. Man misst in einer Vertikalebene, worin sich die Wolke befindet, eine Basis AB und die Winkel, welche zwei von einem Punkte der Wolke nach den Endpunkten der Basis gezogene Linien mit der letzteren bilden. Man hat also ein Dreieck, worin eine Seite AB und die beiden anliegenden Winkel bekannt sind; daher sich denn auch die Höhe desselben (wz), welche

Fig. 25.



[1]) s. Poggend. Ann. Bd. VII. S. 308.

[2]) Compt. rend. T. XI. p 328.

[3]) L'Instit. 1846. Decbr.

[4]) Almagest. nov. 1651. T. I. p. 82; — Kämtz, Meteorol. I. S. 379.

die Höhe der Wolke ist, berechnen lässt. Die Winkel bei A und B werden gleichzeitig gemessen durch zwei Beobachter, von denen der eine in A, der andere in B steht. Indessen ist diese Methode, ungeachtet ihrer sonst grossen Einfachheit, doch, wie man erkannt hat, mit grossen Schwierigkeiten verknüpft, da es einmal nicht leicht ist, eine grosse Basis im Vertikalkreise der Wolke zu messen, und auch bei fortwährender Veränderung der Wolke der Punkt, nach welchem die Gesichtslinien (Aw, Bw) der Beobachter gerichtet sind, schwer zu bestimmen ist. Die Basis darf, soll die Messung einige Genauigkeit gewähren, nicht zu kurz sein, nimmt man sie aber gross, so werden die beiden an ihren Endpunkten aufgestellten Beobachter sich nur mit Mühe verständigen können. Kämtz hat diese Methode dergestalt vereinfacht, dass ein Beobachter die nöthigen Bestimmungsstücke gewinnen kann. Man misst nämlich bei Wolken, die ihr Aussehen in längerer Zeit nicht merklich ändern, von einem Standpunkte A aus den Höhenwinkel und nach einer gewissen Zeit t denselben Winkel nochmals. Im ersten Falle sei dieser Winkel $= a$, im zweiten $= a \pm x$. Hierauf misst man von einem andern Punkte B aus, der soweit als möglich in der Vertikalebene liegt, worin die Wolke sich bewegt, den Höhenwinkel desselben Wolkenpunktes, und notirt die Zeit, welche zwischen dieser Messung und der zweiten im Standpunkte A verflossen ist. Bezeichnet man diese Zeit allgemein durch nt, so wird sich, unter Voraussetzung einer gleichmässigen, der Zeit proportionalen Höhenänderung der Wolke, während der Zeit nt der Höhenwinkel um nx geändert haben, und der Winkel auf dem Standpunkte A wird zur Zeit, wo man die Messung auf dem Standpunkte B vornimmt, $a \pm x \pm nx = a \pm (n+1)x$ betragen. Sonach hat man in dem betreffenden Dreieck die Grundlinie AB und die beiden anliegenden Winkel gegeben, so dass sich hieraus die Höhe der Wolke in bekannter Weise finden lässt [1]).

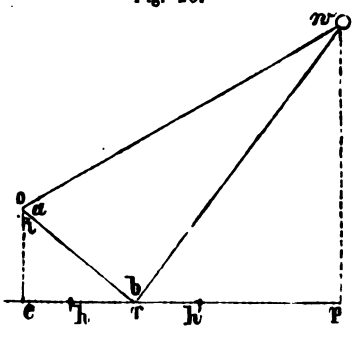
Eine Methode, die ebenfalls durch einen einzigen Beobachter realisirbar ist, gab Wartmann [2]). Der Beobachter wählt einen Standpunkt o auf einem erhabenen Orte (einem Hause, Thurm oder Hü-

[1]) s. hinsichtlich der Methode Riccioli's auch Pouillet: Compt. rend. T. XI. p. 717. — Poggend. Ann. Bd. LII. S. 41.

[2]) Bulletin de la Soc. Vaudoise. N. II. p. 22. — Poggend. Ann. Bd. LVI. S. 635.

gel) und benutzt einen Teich oder statt dessen einen künstlichen Horizont hh', um das reflectirte Bild der Wolke beobachten zu können. Mit Hilfe eines Winkelinstrumentes wird der Winkel i bestimmt, den der von einem hinreichend kenntlichen Punkte der Wolke kommende und bei r reflectirte Strahl mit der Vertikale oe macht. Ingleichen wird der Winkel a gemessen, welche der bezeichnete Strahl mit dem direct von der Wolke kommenden Strahle wo bildet. Der Winkel b ist dann $= 2i$, und daher im Dreieck orw auch der Winkel bei w bekannt. Ist ausserdem die Vertikale oe gemessen, so findet sich leicht die Länge der Linie or, man hat dann

Fig. 26.

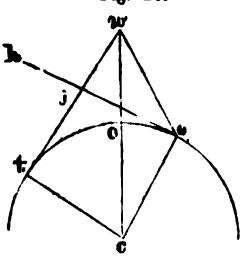


$$rw = or \cdot \frac{\sin a}{\sin (180^0 - a - b)},$$

und mit Benutzung dieses Werthes für den vertikalen Abstand der Wolke: $wp = rw \cdot \sin (90^0 - i)$.

Während der Dämmerung lässt sich die Höhe der Wolke nach einem Verfahren Jac. Bernoulli's [1]) bestimmen. Wenn die Sonne eben untergegangen ist, sieht man die am Himmel schwebende Wolken noch von derselben beleuchtet. Die am östlichen Himmel stehenden verdunkeln sich aber bei tieferem Herabsinken der Sonne unter den Horizont immer mehr, und endlich erscheinen nur noch die im Zenith und am westlichen Himmel stehenden Wolken be-

Fig. 26.



leuchtet, bis auch sie allmälig im Dunkel verschwinden. Sei nun w die Wolke oder vielmehr ein von der untergegangenen Sonne beleuchteter Punkt derselben. Man misst den Winkel how, welchen die Wolke mit dem Horizont oh macht, und den Winkel $hit = c$ aus der seit dem Untergange der Sonne verflossenen Zeit. Da ferner der Erdhalbmesser $ct = ce = co$ bekannt ist, kennt man in dem Viereck $ctwo$ alle Winkel und zwei Seiten; d

[1]) Acta Erud. Lips. 1688. p. 98.

her sich denn cw, mithin auch $cw - ce = ew$, nämlich die Höhe der Wolke finden lässt. Die Unsicherheiten, welche dieser Methode anhaften, liegen nahe.

Pouillet [1]) hat eine gefällige Anwendung von der Photographie gemacht, um die Höhe der Wolken zu bestimmen. Freilich erfordert diese Methode den Gebrauch zweier ganz gleicher photographischer Apparate, die in mindestens 100 Meter Abstand voneinander, mit der optischen Axe vertikal aufwärts gerichtet, aufzustellen sind, um in beiden gleichzeitig ein Bild des Wolkenhimmels zu gewinnen. Auch ist das Verfahren zunächst nur auf die Höhenbestimmung von solchen Wolken anwendbar, die sich in der Nähe des Zeniths befinden.

Eine Methode, nach welcher man die Höhe von Gewitterwolken bestimmen kann, haben wir bereits (S. 306) angedeutet. Bei Besprechung des Gewitters werden wir gelegentlich darauf zurückkommen.

d. Regen.

208. Schreitet die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes, welche zunächst Dunstbläschen, also Wolken bewirkt, weiter fort, so entstehen durch Vergrösserung der wässerigen Hülle der Bläschen und auch dadurch, dass mehrere solcher Bläschen, indem sie miteinander in Berührung kommen, zusammenfliessen, tolle Wassertropfen, die vermöge ihres Gewichtes auf die Erde herabfallen. Es regnet. Diese Tropfen erfahren aber während ihres Herabfallens nach der Erdoberfläche hin eine beträchtliche Vergrösserung, wenn sie nämlich durch eine mit Wasserdampf angefüllte Luftschicht kommen, indem sie auf ihrer kälteren Oberfläche den umgebenden gasförmigen Wasserdampf niederschlagen, der sich dann in tropfbar-flüssiger Form mit denselben vereinigt. Daher müssen die Regentropfen unten um so grösser ankommen, je bedeutender die Höhe ist, aus welcher sie herabfallen. So sind die durch den Nebel gebildeten Wassertropfen viel kleiner als die des Regens aus Wolken, weil der Nebel eben mehr an der Erdoberfläche entsteht, also ein Herabfallen der Tropfen aus bedeutenden Höhen nicht statt-

---

[1]) s. Compt. rend. T. XL. p. 1157. L'Institut. 1855. p. 190. Liebig u. Kopp, Jahresbericht für 1855. S. 88. Physik. Lexic. beg. von Marbach, fortg. von Cornelius. Bd. VI. S. 1026.

findet. Da nun die Wolken in der Aequatorialzone höher als in der gemässigten und kalten Zone aufsteigen, so müssen die Regentropfen dort auch stärker als hier sein, nicht nur weil die in der Höhe gebildeten Wassertröpfchen während ihres längeren Fallweges mehr Wasserdampf auf ihrer kälteren Oberfläche niederschlagen können, sondern auch, weil in der kälteren Luft der letztgenannten Zonen unter sonst gleichen Umständen überhaupt nicht so viel Wasserdampf niedergeschlagen werden kann, als in der wärmeren, wasserdampfreicheren der Aequatorialzone. Aus demselben Grunde sind in der gemässigten Zone die Regentropfen im Sommer grösser als im im Winter. Unter dem Aequator sollen die Regentropfen mitunter einen Zoll Durchmesser haben und beim Auffallen auf die Haut eine schmerzhafte Empfindung bewirken. In Uebereinstimmung mit dem Gesagten steht, dass die Regenmenge in einer und derselben Vertikalen unten grösser ist als in einem höher gelegenen Punkte. Dies findet eine specielle Bestätigung in den Beobachtungen, die man eine Reihe von Jahren hindurch in Paris mittelst zweier Regenmesser anstellte. Der eine dieser Apparate stand mitten im Hofe der Pariser Sternwarte, 3 Meter über dem Boden, der andere 28 Meter hoch auf der Terrasse. Die folgende Tabelle gibt die Resultate dieser Beobachtungen, welche von 1817 bis 1829 mit Hilfe dieser beiden Apparate gewonnen wurden. Die Zahlen geben die Höhe an, welche das während eines Jahres auf die bezeichneten Orte fallende Regenwasser, bei Vermeidung aller Verluste, erreichen würde.

Jahr.	Im Hofe.	Auf der Terrasse.
1817	57 Ctm.	51 Ctm.
1818	52 „	43 „
1819	69 „	62 „
1820	43 „	38 „
1821	65 „	58 „
1822	48 „	42 „
1823	52 „	46 „
1824	65 „	57 „
1825	52 „	47 „
1826	47 „	41 „
1827	58 „	50 „
1828	63 „	59 „
1829	59 „	56 „
Mittel	56 Ctm.	50 Ctm.

Man ersieht hieraus, dass für die aufgeführten 13 Jahre die ittlere Quantität des Regens, welche jährlich auf den Hof des Obvatoriums fällt, 56′ Centimeter beträgt, während die mittlere ntität auf der Terrasse = 50 Ctmtr. ist; also unten etwa um $\frac{1}{9}$ sser als oben [1]). Es erklärt sich dieses Factum aus dem bereits vorgehobenen Umstande, dass nämlich die Regentropfen während s Herabfallens durch die unteren Schichten der Atmosphäre, verge der auf ihrer kälteren Oberfläche bewirkten Condensation des sserdampfes, an Grösse zunehmen. Diese Erklärungsweise kann t bezweifelt werden, wohl aber können besondere Umstände veichungen herbeiführen. Die in der Höhe gebildeten Wassernfen können nämlich in den unteren wärmeren Luftschichten wieverdunsten, wenn die letzteren noch weit von ihrem Sättigungsikte entfernt sind, wie dies unter gleichen Umständen auch mit Dunstbläschen der Wolken geschieht. Zu bemerken ist aber h, dass, wenn in einer gewissen Höhe eine dichte Wolke entt, dieselbe, wegen Entziehung der Sonnenstrahlen, abkühlend auf unter ihr gelegenen Luftschichten wirkt und diese daher ihrem tigungspunkte näher bringt, so dass dann die aus der Wolke fallen Tropfen um so mehr eine Vergrösserung durch die Condenon der in den tieferen Schichten enthaltenen Feuchtigkeit erfahwerden. Auch ist nicht zu verkennen, dass die herabfallenden neren Regentropfen dadurch, dass sie in den unteren Schichten dampfen, diese in den Zustand der Sättigung allmälig überführen nen; denn durch die Verdampfung wird die Temperatur dieser ichten erniedrigt und zugleich deren Dampfmenge vermehrt.

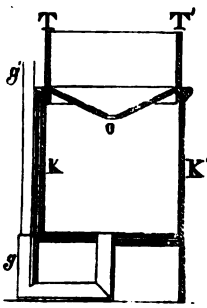
209. Bevor wir die Regenverhältnisse an verschiedenen Or- der Erdoberfläche in nähere Betrachtung ziehen, wollen wir en Blick auf die Apparate werfen, die man benutzt, um die auf en Ort fallende Regenmenge zu messen. Man nennt diese Apate Ombrometer oder Udometer, wohl auch Hyetometer: Ausicke, die so viel als Regenmesser bedeuten sollen. Einen gehnlichen Regenmesser zeigt umstehende Figur. Derselbe besteht

---

[1]) Die Abnahme des Regens nach der Höhe ergibt sich mit Bestimmtheit ch aus Beobachtungen von Phillips in York. Als Mittel dreijähriger Beobachtunn fand sich in einer Höhe von 72 Fuss eine Regenmenge = 8 Zoll, in 241 F. he 1,45 Z. Dagegen zeigte sich, dass die Verdunstung mit der Höhe zunimmt. . Athenäum 1840. p. 793.

in einem Blechcylinder (von etwa 8 bis 10 Zoll Durchmesser) der aus dem Auffangegefäss *TT'* und dem Behälter *KK'* zusammengesetzt ist. Das Auffangegefäss hat einen trichterförmig oder conisch zugehenden Boden, der bei *o* mit einer kleinen Oeffnung versehen ist und mit dem Behälter *KK'* in Verbindung steht. In den Boden des Behälters mündet eine Röhre, welche umgebogen ist und eine gläserne Röhre *gg'* aufnimmt, die senkrecht neben dem Cylinder in die Höhe geht. Diese Glasröhre ist in gleiche Theile getheilt und dient, um an ihr die Höhe des Wassers im Behälter zu beobachten. Misst man die Fläche des Auffangegefässes *TT'* und den Rauminhalt des Behälters *KK'*, so lässt sich leicht ermitteln, wie gross die Quantität der im Behälter enthaltenen Flüssigkeit ist: im Vergleich zu den verschiedenen Höhen derselben in *gg'*. Das Auffangegefäss *TT'* und der Behälter *KK'* können gleichen Querschnitt erhalten. Die Höhe, bis zu welcher das Wasser in der Röhre *gg'* aufsteigt, misst dann die Höhe der Wasserschicht im Behälter *KK'*. — Die trichterförmige Gestalt des Auffangegefässes mit einer unten conisch zulaufenden, etwas engen Oeffnung ist erforderlich, damit das Spritzen, welches durch das Aufschlagen der Tropfen auf den Boden des Behälters veranlasst wird, keinen Verlust herbeiführe, und damit auch das im Behälter sich ansammelnde Wasser längere Zeit stehen kann, ohne in Folge der Verdunstung merklich zu verlieren, was hier eben durch die enge Oeffnung verhütet werden soll. Bei der Ermittelung der Regenmenge für einen Ort sind auch diejenigen Quantitäten Wasser mitzurechnen, welche gefroren herabkommen. Zur Aufnahme des Schnees muss das Auffangegefäss des Regenmessers eine angemessene Höhe und Gestalt haben. Nach dem Aufhören des Schneiens kann man den Apparat in einen wärmeren Raum, um den Schnee schmelzen zu lassen, bringen und die Beobachtung in der angegebenen Weise vornehmen.

Fig. 27.



Der beschriebenen Vorrichtung ähnlich waren die auf der Pariser Sternwarte zu den oben erwähnten Beobachtungen benutzten Regenmesser eingerichtet. Das Wasser fällt hier aus einem trichterförmigen Auffangegefäss durch eine Röhre in einen mit einem Hahne versehenen Behälter, aus welchem es in ein cylind-

sches Gefäss fliesst, das sorgfältig geaicht ist und auf seiner innern Wand Theilstriche trägt, welche in Centimetern die Höhe des Wassers anzeigen. Das Auffangegefäss hat einen Durchmesser von 76 Centim., und das untere Gefäss einen Durchmesser von 24 Centim., so dass die Oberfläche dem 10. Theile der Oberfläche des ersteren gleich ist. Man bediente sich auch kleinerer graduirter Gefässe, um kleinere Bruchtheile zu messen.

Bequemer zum Gebrauche sind die selbstregistrirenden Regenmesser, die zum Theil auch schärfere Resultate, als manche der gewöhnlichen Regenmesser gewähren. In neuerer Zeit hat Mohr [1]) einen selbstregistrirenden Regenmesser unter dem Namen „Ombrometrograph" construirt. Derselbe beruht auf dem Princip des Tantalus- oder Vexirbechers, der sich von selbst ganz ausleert, wenn er ganz gefüllt ist, aber nicht eher. Man hat also nur zu zählen, wie oft derselbe vom bestimmten Inhalte ausgeleert worden, um die innerhalb einer gewissen Zeit gefallene Regenmenge kennen zu lernen. Die Zahl der Ausleerungen erfährt man aber durch eine besondere Maschinerie, in welcher sich zwei ineinander greifende gezahnte Räder, deren Zähne mit Ziffern bezeichnet sind, eingefügt finden. Der Regen wird dem betreffenden Becher aus einem Auffangegefäss durch eine Röhre zugeführt. Um den Verlust durch Verdunstung möglichst zu beseitigen, ist es zweckmässig den Apparat in einem Keller aufzustellen. — Schon früher wurde eine hierher gehörige Vorrichtung von Horner [2]) angegeben, die auch hie und da in Gebrauch gekommen ist. Ausserdem erwähnen wir noch einen selbstregistrirenden Regenmesser von Taylor [3]), der neuerdings durch Donavan [4]) modificirt wurde.

210. In ganz analoger Weise wie die Wolkenbildung kann auch der Regen selbst unter verschiedenen Umständen herbeigeführt werden. So kann Regen dadurch entstehen, dass warme, feuchte Luft vertikal emporsteigt und der in ihr enthaltene Wasserdampf in den oberen Regionen condensirt wird, oder auf die Weise, dass feuchte, warme Luft niederer Breiten horizontal nach höheren fliesst, wobei der in ihr befindliche Wasser-

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. LV. S. 310.

[2]) Schweigger's Journ. Bd. LIX. S. 86; Kämtz, Meteorol. I. S. 413.

[3]) Philos. Magaz. T. II. p. 406.

[4]) Dublin phil. Journ. N. II. p. 285.

dampf über dem immer kälter werdenden Boden sich verdichtet. Diese letzteren Niederschläge, welche Dove die des Stromes nennt, sind weniger durch Gewaltsamkeit als vielmehr durch anhaltende Dauer charakterisirt, und werden bei uns gewöhnlich mit dem Namen „Landregen" bezeichnet. Drittens entsteht Regen durch das Verdrängen ungleich warmer Luftströme, da nach dem schon mehrmals erwähnten Hutton'schen Princip bei der mittleren Wärme einer Mischung aus zwei ungleich warmen Luftmassen die bei dieser Wärme als Dampf mögliche Wassermenge geringer ist als die Summe der Antheile, welche die getrennten Luftmassen enthalten können, und daher jener Ueberschuss als Niederschlag herausfallen muss. Dieser Form des Niederschlages gehören, nach Dove, in unseren Breiten vorzugsweise die starken Niederschläge der Westgewitter an, nach welchen sich die Luft stark abkühlt, die Graupelschauer unseres Frühlings, und im Winter die dichten Schneegestöber, auf welche bei sich aufheiterndem Himmel starke Kälte folgt.

211. Die Regen, welche der vertikal aufsteigende Luftstrom bringt, treten sehr bestimmt in der heissen Zone auf. In einem grossen Theile dieser Zone wechselt regelmässig eine Zeit der Dürre mit einer Zeit andauernden Regens, welche Zeiten die Indianer am Orinoco Sonne und Wolken (Regen) nennen. Die Regenzeit der heissen Zone beginnt nördlich vom Aequator im April oder Mai und dauert bis zum September oder October. Südwärts vom Aequator ändern sich diese Jahreszeiten in denselben Monaten, nur mit dem Unterschiede, dass die trocknen Monate hier die sind, welche in der nördlichen als Regenmonate auftreten, und umgekehrt. Nach einer von A. v. Humboldt [1]) gegebenen Beschreibung erscheint im amerikanischen Binnenlande östlich von den Cordilleren von Merida und Neu-Granada, in den Llanos von Venezuela und des Rio Meta, vom 4. bis 10. Grade N. Br., der Himmel in der Zeit vom December bis zum Februar so vollkommen heiter, dass auch das geringste Wölkchen die Aufmerksamkeit der Bewohner erregt. Gegen Anfang des März zeigt sich der Himmel minder dunkelblau, die Sterne erscheinen weniger hell, und hygroskopische Substanzen zeigen Spuren grösserer Feuchtigkeit der Atmosphäre. Der beständige Nordostwind wird durch Windstille unterbrochen, es sammeln

[1]) Ann. de Chim. et de Phys. T. VIII. p. 179; Schweigg. Journ. Bd. XXIV. S. 71.

sich Wolken in SSO., die sich zuweilen vom Horizont loszureissen scheinen, und dann mit unglaublicher, der schwachen Bewegung der unteren Luftschichten keineswegs angemessenen Geschwindigkeit die oberen Regionen des Himmels durchlaufen. Am Ende des März gewahrt man zuweilen gen Süden kleine elektrische Explosionen; es treten mehrere Stunden anhaltende West-, und Südwestwinde ein, und diese sind sichere Vorzeichen der beginnenden Regenzeit, die am Orinoco gegen Ende April anfängt. Gleichzeitig erreicht die Hitze den höchsten Grad; die Luftelektricität, die, sonst regelmässig positiv ist, verschwindet, und geht zuweilen in negative über, und täglich herrschen Gewitter, von den heftigsten Regengüssen begleitet. Indessen dauern diese Regen keineswegs ganze Tage und Wochen ohne Unterbrechung, vielmehr vergeht kaum ein Tag, wo nicht die Sonne wieder hervorkommt, und die Hitze bei grösster Feuchtigkeit der Luft einen unausstehlichen Grad erreicht. In der bezeichneten Gegend erfolgt das Aufsteigen der Gewitter in der Regel zwei Stunden nach Mittag, höchst selten hört man den Donner am Morgen oder während der Nacht. Auch hört der Regen gegen Abend auf, da er gleich nach dem Anfang der Gewitter die grösste Heftigkeit erreicht. Dies Alles erscheint natürlich, da die Gewitterregen hier durch den täglich aufsteigenden Luftstrom bewirkt werden, der gegen die wärmste Tageszeit hin sein Maximum erreicht.

212. Wollen wir die Regenverhältnisse, wie sie erfahrungsmässig in den verschiedenen Erdzonen auftreten, auf ihre physikalischen Gründe zurückführen, so haben wir unseren Blick zuvörderst nach dem Aequator zu wenden. Hier erfährt die Erde die intensivste Einwirkung von Seiten der Sonne: es entsteht daselbst, indem sich die Erde dreht, ein Gürtel, dessen Temperatur die höchste ist. Dieser Gürtel bildet die Grenze zwischen der von der nördlichen und südlichen Erdhälfte horizontal zuströmenden kälteren Luft. Die in demselben täglich aufsteigenden Luftströme führen die Wasserdämpfe aus der wärmeren Tiefe in die höhere Atmosphäre, deren geringere Temperatur dann bedeutende Niederschläge veranlasst. In der Region dieses Gürtels, der Calmen oder Windstillen, herrschen daher Regen, während nördlich und südlich von ihm im Gebiete der unteren Passate, die stets im Verhältniss zur obwaltenden Temperatur trockne Luft aus höheren Breiten zuführen, heiteres Wetter ist. Diese Region ist aber bezüglich ihrer Lage und Grenzen veränderlich (Nr. 120); sie verschiebt sich und mit ihr zugleich

der vertikal aufsteigende Luftstrom je nach der Declination (Abweichung) der Sonne, d. h. nach Nord oder Süd, je nachdem die Sonne nördlich oder südlich declinirt. Dieser Umstand muss natürlich für die Erscheinung der tropischen Regen von Bedeutung sein. Orte, welche vorher im Passat lagen, werden vorübergehend in die Gegend der Windstillen aufgenommen. Im ersten Falle haben sie ihre trockne, im zweiten ihre Regenzeit, jene bei tiefem, diese bei dem höchsten Sonnenstande, der mit der stärksten Einwirkung der Sonne auf die betreffenden Orte und dem hier aufsteigenden Luftstrome verbunden ist. Selbstverständlich wird nun die Dauer der tropischen Regen für einen bestimmten Ort von der Dauer seines Verweilens in der Gegend der Windstillen abhängen. Diese Dauer ist aber bedingt durch die Breite der eben genannten Zone und durch die Grösse ihrer Verschiebung in der jährlichen Periode, wobei zu bedenken ist, dass die Gegend der Windstillen nicht so weit herauf und herunter rückt, als die Abweichung der Sonne (nach Nord und Süd) sich ändert. Sonst würde, wie Dove [1]) hervorgehoben, jeder Ort zwischen den Wendekreisen einmal in einen der beiden (unteren) Passate gelangen und zweimal durch die Gegend der Windstille hindurchgehen, also zwei trockne und zwei nasse Jahreszeiten haben. Am Aequator würden diese Regenzeiten ein halbes Jahr auseinander liegen, je näher den Wendekreisen aber um immer ungleicher werdende Zeitabschnitte, die an den Wendekreisen selbst in einen einzigen zusammenfielen. Sonach würden diese letztgedachten Gegenden eine tropische Regenzeit haben bei höchstem Sonnenstande, ausserdem aber noch eine subtropische bei niedrigstem Sonnenstande, worunter diejenigen Regen zu verstehen sind, welche sie empfangen würden, wenn sie ganz aus den äusseren Grenzen des Passates herausträten. Das entgegengesetzte Extrem ergibt sich unter Voraussetzung einer sich nicht ändernden oder überhaupt nicht stattfindenden Abweichung der Sonne. Es würde dann am Aequator eine Zone permanenter Regen sich finden, zu beiden Seiten eingefasst von zwei stets regenlosen Passatgürteln, in welchen, da die Luft von kälteren nach wärmeren Gegenden strömt, sich die Fähigkeit derselben, Wasser aufzunehmen, stets erhöht,

[1]) Ueber die Vertheilung des Regens auf der Oberfläche der Erde: Zeitschrift für Allgemeine Erdkunde. Neue Folge,. Herausg. von Neumann. Bd. II. Hft. 1. S. 1.

o keine Veranlassung zum Niederschlage gegeben ist. Beide Extreme den ihre annähernde Verwirklichung, bemerkt Dove; dieses in r Zone fast permanenter Regen, in der sog. Regenzone im atlanchen Ocean in der Nähe des Aequators, im Gegensatze zu dem genlosen Wüstengürtel Afrikas, jenes in der grossartigen Periocität aller klimatischen Erscheinungen in dem Gebiete der indihen Moussons.

Zu bemerken ist noch, dass die Verschiebung der Calmengion in den einzelnen Jahren nicht immer in gleichem Maasse nd auch nicht immer auf gleiche Weise erfolgt. Herrschte in ieser Beziehung eine sich stets gleichbleibende Constanz, so würen der Anfang und das Ende der Regenzeit, so wie die Menge es herabfallenden Wassers unveränderlich sein. Dem ist jedoch icht so. Orte, welche in der Mitte der Passatzone liegen, finden ei einer in einem bestimmten Jahre unverhälnissmässig geringen eitlichen Verschiebung der Zwischenzone möglicher Weise gar keine ufnahme in dieselbe, so dass sie dann auch keine tropischen Regen mpfangen, während hingegen dem Aequator nahe gelegene Orte in olchem Falle möglicher Weise das ganze Jahr aus jener Zone gar icht heraustreten und somit ihre trockne Jahreszeit verlieren würlen. Die Monate des Ueberganges der einen Jahreszeit in die anlere können also in einzelnen Jahrgängen sehr verschieden ausallen, wie denn auch bei der Mächtigkeit der Niederschläge die bsolute Menge des Niederschlages eine sehr veränderliche sein kann. ‚Der Charakter der Veränderlichkeit, welcher der Grundtypus aller Erscheinungen des Luftkreises ist, spricht sich in der heissen Zone icht sowohl durch eine Unterbrechung der in den periodischen Verinderungen hervortretenden grossartigen Regelmässigkeit aus, als ielmehr darin, dass die periodisch wiederkehrenden Witterungsegensätze innerhalb gewisser Grenzen ihre relative Dauer verändern, während in der gemässigten Zone hingegen die Periode oft in den Störungen sich ganz zu verlieren scheint“ [1]).

212. Wir haben erkannt, dass die gewöhnlichen Regen unter den Tropen durch den daselbst aufsteigenden Luftstrom bedingt werden, womit denn auch das Auftreten eines Maximum im Verlaufe des Tages in nächster Beziehung steht, so dass selbst da,

[1]) Dove: Zeitschrift für Allg. Erdkunde. Bd. II Hft. 1.

wo eine eigentliche trockne Jahreszeit nicht hervortritt, sondern die Niederschläge das ganze Jahr hindurch erfolgen, sich Nachmittags ein Maximum geltend macht. Dies ist z. B. der Fall in Para (1° 28′ S. Br. u. 48° 29′ W. L. Greenw.), für welchen Ort Dove die Mittelwerthe der Anzahl der Niederschläge bestimmt hat, welche in $4^1/_2$ Jahren, vom Januar 1845 bis Juni 1849, beobachtet wurden und bei denen die Tageszeiten unterschieden sind.

Aus dem in voriger Nummer Mitgetheilten lässt sich entnehmen, dass in einigen Gegenden der Tropenzone, für welche die Sonne zweimal im Jahre durch das Zenith geht, der Verschiebung der Calmenregion gemäss, zwei Regenzeiten von ungleicher Dauer vorkommen müssen, die man gewöhnlich als die grosse und die kleine zu unterscheiden pflegt. Dergleichen findet sich z. B. in Guiana (5° N. Br.), Honduras (13° N. Br.), Martinique (14° N. Br.), Panama (8° N. Br.), auf der südlichen Hemisphäre zu Pernambuco (8° S. Br.), Bahia (13° S. Br.) und anderwärts. An der Moskitoküste dauert die grosse Regenzeit vom October bis zum Februar, wonach eine trockne Zeit vom Februar bis Juni folgt; die kleine Regenzeit fällt auf den Juni und Juli; die zweite trockne Zeit auf August bis in die Mitte Octobers. Indessen fehlt es nicht an modificirenden Einflüssen, durch welche es unter anderem geschehen kann, dass eine der zwei trocknen oder der zwei nassen Zeiten unterdrückt wird, so dass die beiden angrenzenden sich zu einer einzigen vereinigt finden. In Surinam (5° N. Br.) dauert, um noch ein Beispiel anzuführen, die erste Regenzeit vom April bis Juni, die zweite vom December bis Januar, die erste trockne Zeit vom August bis November, die zweite vom Februar bis April. An der Küste von Guinea (5° N. Br. Afrika) und auch weiter im Innern nördlich vom Aequator bis zur südlichen Grenze der regenlosen Wüste Sahara herrscht meist nur eine einfache Regenzeit, die den Sommer über andauert, was wohl Folge des Südwestwindes ist, der vom Meere her dem erhitzten Continent zuströmt, während in der übrigen Zeit ein beständiger Ostwind (Passat) weht.

Es ist zu bedenken, dass zu der Zeit, wo bei hohem Sonnenstande der Passat vermöge des aufsteigenden Luftstromes seine Kraft verliert, die localen Temperaturunterschiede zwischen Land und See sich so geltend machen, dass sie nicht nur in der täglichen Periode als Land- und Seewinde hervortreten, sondern auch die Richtung des Hauptstromes modificiren. Von der Mündung des Orinoco bis

m Cap St. Roque, bemerkt Dove [1]), verläuft die südamerikanische
iste in Beziehung auf die südliche Erdhälfte ähnlich, wie die afrika-
che Küste von Fernando Po bis nach Sierra Leona in Beziehung
f die nördliche Erdhälfte. Beide werden deshalb den Passat der
deren Erdhälfte über den Aequator hinüberzuziehen streben, d. h.
ne Richtung in eine auf die Küste senkrechte zu verwandeln
chen. Wir haben daher an der Nordküste von Südamerika, wenn
e Sonne in südlichen Zeichen verweilt, Nordostwinde, an der
uinea-Küste hingegen, besonders wenn sie in nördlichen Zeichen
rweilt, Südwinde zu erwarten, die durch die verminderte Drehungs-
schwindigkeit der Erde ein Gegenstreben erhalten, in Südwest-
inde überzugehen. Die unsymmetrische Lage des Festlandes in
eziehung auf den Aequator veranlasst aber, dass sich in der Zone
n 10° N. Br. bis 10° S. Br. eine einzige Regenzeit erst an den
renzen derselben vorzubereiten beginnt, während die grosse und
eine Regenzeit, die man mehr nach der Mitte dieser Zone hin
terscheidet, so ineinander übergreifen, dass erst durch lange
obachtungsreihen der gesetzmässige Typus hervortreten kann.

Wie die tropischen Regen, so geschehen auch die Regen der
ussons bei höchstem Sonnenstande. Sobald nämlich die Sonne
rdlich zu decliniren beginnt, verliert sich der strenge Winter
ord-Asiens rasch; über der ganzen Ländermasse dieses Continents
ten dann verhältnissmässig hohe Temperaturen an die Stelle der
rher niedrigen. In Folge dieser raschen Temperaturerhöhung
hnt sich die Luft so stark aus, dass in Peking der Druck der
ft, abgesehen von den mit ihr vermischten Wasserdämpfen, im
li 15½ Linien geringer ist, als im Januar, nämlich 9 Linien
ter das Jahresmittel herabsinkt, während er im Januar 6,5 L.
er demselben stand. Zur Zeit der Ausdehnung oder, wie Dove
h ausdrückt, Auflockerung der Luft auf der nördlichen Erdhälfte
gt sich aber eine Vermehrung des Druckes auf der südlichen.
ese Druckdifferenz wird keineswegs ausgeglichen durch die in den
rmeren Monaten grössere, in den kälteren geringere Spannkraft
s mit der Luft gemischten Wasserdampfes. Indem Asien im
mmer den Charakter der Windstillen gewinnt, folgt der Südost-
ssat (der südlichen Erdhälfte) der nach nördlichen Zeichen gehenden
nne; derselbe überschreitet den Aequator und verwandelt sich

[1]) a. a. O. S. 13 f.

durch die nun sich mindernde Drehungsgeschwindigkeit bei seinem Fortschreiten von niederen zu höheren Breiten durch Süd immer mehr in Südwest. Am Südabhange der Ghates und des Himalaya verliert er in immer erneuerten Niederschlägen den ihn begleitenden Wasserdampf und veranlasst dadurch Regen, gegen deren Mächtigkeit die tropischen Regen erheblich zurücktreten. Im Hinblick auf den Wasserdampf, den dieser Südwest-Mousson vom Aequator bringt, macht der Oberst Sykes die Bemerkung, dass derselbe mit grosser Heftigkeit gegen die Westseite der mauerartig aufsteigenden Ghates getrieben und durch diese Barriere gezwungen werde, in eine kältere Gegend als die ist, in der er von Natur fliesst, aufzusteigen, wobei er dann eine rasche Condensation erfahre, so dass der Regen in Strömen herabfalle.

214. Im Gegensatze zu den betrachteten **tropischen** Regen, welche an der inneren Berührungsgrenze der Passate bei höchstem Sonnenstande durch vertikal aufsteigende Luftströme entstehen, nennt man die an den äusseren Grenzen der (unteren Passate) durch herabgehende äquatoriale Luftströme bedingten Regen **subtropische**, die also an den Grenzen der Tropen bei niedrigstem Sonnenstande (zur Zeit des Winters) auftreten, während die Sonne rücksichtlich des betreffenden Ortes nach der entgegengesetzten Seite des Aequators abweicht.

Beachten wir nun die Stelle, wo die Luft als Aequatorialstrom aufsteigt (Calmenregion) und zugleich die, wo sie herabkommt und der in ihr enthaltene Wasserdampf in Folge der Temperaturerniedrigung als Regen herabfällt, so ist ersichtlich, dass zwischen diesen beiden Stellen, wie wir auch bereits wissen, Gegenden sein müssen, über welche die Luft in horizontaler Richtung, als unterer Passat, nach der Stelle der Verdünnung hinfliesst (S. 161). Die beiden, so eben bezeichneten, Stellen des mächtigsten Niederschlages müssen nun wohl auch durch eine regenlose Zone von einander getrennt sein, welche in der jährlichen Periode mit jenen und der ganzen Verbreitung des Passates herauf- und herunterrückt. „Bei der gegen die Breite der Passatzone nicht erheblichen Grösse der Verschiebung bleibt die Mitte zwischen den Gebieten der tropischen und subtropischen Regen das ganze Jahr hindurch regenlos, und natürlich findet sich von den Rändern zur Mitte hin ein allmäliger Uebergang durch stets abnehmende Regenmengen bis zur vollen Regenlosigkeit. Diese regenlose Grenzscheide trennt in fast ununterbro-

em Zusammenhange sowohl die tropischen als auch die Mon-
regen von den subtropischen. Wegen des weit nördlicheren
ufgreifens der Monsoons nimmt diese regenlose Zone daher die
lt eines grossen Bogens an, dessen hohle Seite Nordwest zu-
ndet ist und welcher von dem Meere ohne Wasser, der „Sahara-
na" der Araber, durch Ober-Aegypten und Iran nach den
ten Central-Asiens sich erstreckt" [1]).

215. L. v. Buch zeigte darauf hin, dass die an den Grenzen
tropischen Zone im Winter herabfallenden Regen und die im
chen Europa regelmässig eintretenden Herbstregen eine ge-
schaftliche Ursache haben, nämlich in den an den äusseren
zen der Passate herabkommenden Aequatorialströmen. Mit
sicht hierauf, bemerkt Dove [2]), liegt es nahe, die Sommerregen
l-Europas auf dieselbe Ursache zurückzuführen und anzunehmen:
lass bei nördlicher Abweichung der Sonne, wo die ganze Er-
inung des Passates am weitesten nördlich liegt, jene oberen
me in grösster Mächtigkeit den Boden erst im mittleren Europa
hren, und daher denn hier im Kampfe derselben mit nördlichen
men das meiste Wasser herabfällt; 2) dass zur Zeit der Herbst-
tgleiche diese Ströme erst südlicher den Boden treffen, und
r die nördlichen Küstenländer des mittelländischen Meeres in
Herbstmonaten die mächtigsten Niederschläge haben; 3) dass
südlicher Declination der Sonne dieses südliche Herabrücken im
eme vorhanden sein wird, und daher die Regen der subtropischen
in Nord-Afrika Winterregen sind. Zu diesen drei Fällen fügt
noch einen vierten, nämlich 4) dass zur Zeit der Frühlings-
tgleiche die Erscheinungen denen der Herbstnachtgleiche ähnlich
werden, also den Herbstregen Süd-Europas ein Frühlingsmaximum
rechen wird. Das Gesagte findet in Nachstehendem eine nähere
terung.

Die Luft, welche unter den Tropen in der Gegend der Wind-
n aufsteigt, fliesst nicht in der Höhe bis zum Pol, sondern
mt schon bei weitem früher herab, so dass sie ihren Wasser-
pf da, wo sie den Boden berührt, niederschlägt. Nun ist aber
Ort, wo der Aequatorialstrom herabkommt, nicht immer der-
e, da ja die Gegend der Windstillen selbst mit der Sonne herauf-

[1]) Dove in Zeitschrift für Allg. Erdkunde. Neue Folge. Bd. II. Hft. 1.
[2]) a. a. O. S. 104.

und herunterrückt, und zur Zeit unseres Winters ihre südlichste, in unserem Sommer dagegen ihre nördlichste Lage hat. So kommen die oberen Aequatorialströme im Winter schon südlich von den Canaren und Azoren herab; daher diese in den Wintermonaten ihre Regenzeit haben. Wenn aber die Sonne höher nach Norden hinaufrückt, bewegt sich auch die Stelle des Aufsteigens weiter nach Norden, und das Herabkommen des Stromes findet ebenfalls weiter nördlich an den Südküsten von Europa statt. Nun werden die warmen feuchten Aequatorialwinde durch die Alpen aufgehalten, an deren kalten mit Schnee bedeckten Gipfeln sich ihr Wasserdampf zu mächtigen Niederschlägen condensirt, während zugleich ihre hohe Temperatur zum Schmelzen des Schnees verwendet wird, wodurch die schon in Folge des Regens erhöhten Ströme zu Ueberschwemmungen Anlass finden. Indem aber so die Aequatorialströme ihren Wassergehalt verlieren, ist der Frühling des nördlichen Deutschlands, während die Lombardei von heftigen Ueberschwemmungen heimgesucht wird, durch eine ungewöhnliche Trockenheit mit sehr hohem Barometerstand und dauernden Ostwinden charakterisirt. Die von Norden herbeiströmende Luft wird nämlich auf ihrem Weg nach Süden durch die herabkommenden Aequatorialströme gehemmt, es tritt eine Stauung, namentlich im März, ein, so dass die stark gehemmte Luft einen seitlichen Ausweg sucht und als Ostwind so weit fliesst, bis sie an ihrem Vordringen nach Süden nicht mehr gehindert ist. Sobald dieselbe nun auch in Europa im Süden durchgedrungen ist, geht der Ostwind nach Nord, und weil dann ein Abfluss (nach Süd) erfolgt, so fällt das Barometer gegen die gewöhnliche Regel. Ist endlich im Juni die Gegend der Windstillen so weit heraufgerückt, dass die oberen Aequatorialströme die Alpenkette ungehindert überströmen können, so tritt auch für das nördliche Deutschland die Regenzeit ein. Im Herbste kehren aber, indem die Sonne südlich zu decliniren beginnt und die Gegend der Windstillen dem Aequator wieder näher rückt, die Verhältnisse des Frühjahres wieder, so dass namentlich der September häufig durch trocknes Wetter charakterisirt ist [1]).

---

[1]) s. Dove in Zeitschr. für Allg. Erdk. Bd. I. S. 386 ff. — Uebrigens sei Dove den Grund der in Deutschland gegen Ende Juni beginnenden Regenzeit besonders in dem Umstande, dass sich im Sommer die Temperatur im Innern des Continents unverhältnissmässig steigert, während dagegen die des atlantischen Oceans auffallend

216. Die Gesammtheit der Regenverhältnisse der gemässigten
e fasst Dove bezüglich Europas unter dem Gesichtspunkte zu-
men, dass die Winterregenzeit an den Grenzen der Tropen, je
ter man sich von diesen entfernt, immer mehr in zwei durch
wächere Niederschläge verbundene Maxima auseinander tritt,
che in Deutschland in ein Sommermaximum wieder zusammen-
n, wo also temporäre Regenlosigkeit vollkommen aufhört. In
ien fallen die Maxima, wegen des Einflusses der Alpen, mehr
den März und October, als in Frankreich, wo sie nach dem

---

ehbleibt, so dass die Luft über dem Meere in die wärmere aufgelockerte des
ents eindringt (S. 182), und durch die Vermischung beider mächtige Nieder-
ge entstehen. Selbstverständlich muss nun, wenn in einem bestimmten Jahre
h anomale Temperaturvertheilung sich der bezeichnete thermische Gegensatz
steigert, auch eine Steigerung der durch diese Temperaturdifferenz veranlassten
erschläge stattfinden. In hohem Grade war dies im Jahre 1858 der Fall, wo
einer ungewöhnlich lange anhaltenden Dürre am Ende des Juli und zu Anfang
August die Gegenden des Harzes, Erzgebirges und Riesengebirges von ungemein
gen Regengüssen betroffen wurden. Aus einer von Dove (Poggend. Ann. Bd. CV.
90) mitgetheilten Tabelle über die im Juli und August (1858) gemessenen
nhöhen folgt, dass, während von Trier bis Frankfurt am Main die gewöhnliche
nmenge gefallen, dieselbe am unteren Rhein und in Westphalen entschieden
er ward, und eine ungewöhnliche Höhe am nordwestlichen Abhange der nord-
schen Gebirge erreichte. Der überall gleichzeitig beobachtete Nordwestwind
et, sowie das frühere Eintreten der Erscheinung in den westlichen Gegenden,
uf hin, dass die Ursache nach Nordwesten hin zu suchen ist. Indem nun für
tationen aus zehnjährigen gleichzeitigen Beobachtungen die mittleren Temperatur-
he der sechs fünftägigen Zeiträume vom 5. Juli bis 3. August berechnet und
it die im Jahre 1858 für denselben Zeitabschnitt erhaltenen Werthe verglichen
len (s. a. a. O. S. 493 f.), ergab sich, dass schon zu Anfang des Zeitraumes
5. bis 9. Juli sich in Preussen, Pommern und Schlesien bis nach Sachsen
eine Temperaturerhöhung zeigte, am Rhein eine Abkühlung, die sich in dem
uf folgenden Abschnitt vom 10. bis 14. Juli etwas weiter östlich ausbreitete.
n trat aber eine neue starke Temperaturerhöhung hervor, die in Ostpreussen
stärker als weiter westlich war; in Memel $5^1/_3$ in Trier nur $2^1/_4$. Vom 10.
24. war das Extrem noch grösser; Cöln zeigte schon eine Temperaturerniedri-
von fast einem Grad, während der Ueberschuss in Memel noch 5 Grad betrug.
schon unter gewöhnlichen Verhältnissen das Einströmen der Luft vom atlantischen
n bedingende Temperaturdifferenz steigerte sich also hier noch von der russi-
n bis zur holländischen Grenze hin um volle 6 Grade. So scheint es denn
rlich, dass die kältere feuchte Luft des Oceans hereinbricht und in Folge der
rmeabnahme, die sie bewirkt, den Wasserdampf niederschlägt, der bei einer
her so ungewöhnlich gesteigerten Verdunstung sich in dem Luftkreise verbreitet
te.

Sommer hin zusammenrücken, und sich wesentlich nach der Oeffnung der Thäler richten. Das mittelländische Meer erscheint aber im Sommer als in eine locale Verlängerung des Passates aufgenommen, was sowohl aus Beobachtungen, die in Palermo, mit Elimination des Einflusses der Tag- und Nachtwinde, angestellt sind, als auch daraus erhellt, dass die Lage dieses Meeres zum tropischen Continent die entgegengesetzte von jener ist, durch welche die Moussons im indischen Meere bedingt sind.

Im Hinblick auf den Fortschritt von den Südküsten Europas zum mittleren bietet für die allmälige Verminderung der regenlosen Zeit durch Zusammenrücken des die Regenzeit beginnenden und dieselbe schliessenden Maximum Italien die sichersten Anhaltspunkte dar. Für dasselbe liegen lange, durch Toaldo angeregte Beobachtungsreihen vor, die Schouw [1]) gesammelt und zum Behufe einer meteorologischen Monographie Italiens vollständig bearbeitet hat. Derselbe theilt Italien in vier Abtheilungen: in das Gebiet der Apenninen, in eine cis- und transpadanische Zone und in das Gebiet der Alpen. Dove [2]) hat die beiden mittleren vereinigt und in vier Tabellen die Stationen aufgeführt, für welche die Zahl der Beobachtungsjahre mehr als 10 beträgt.

Im Fortschreiten nach Norden verschwindet das schon in Frankreich schwächere Frühlingsmaximum endlich ganz, während das Herbstmaximum sich erhält, das an der Westküste Grossbritanniens in den Regencurven allein hervortritt [3]). Die Abnahme der Regenmenge erfolgt in Irland von der Westküste nach der Ostküste hin allmälig; die Lage der Gebirgszüge ist aber hier, wie Lloyd gezeigt hat, in Beziehung auf die Stelle, wo das herabfallende Wasser sich sammelt, das Bestimmende. Seine Menge ist am erheblichsten, wo nach Nordost ein Gebirge vorliegt; viel unbedeutender, wo dieses in Südwest vorliegt. In England wiederholen sich dieselben Verhältnisse in grösserem Maassstabe. Der Grund aber, dass in England nicht nur das Frühlingsmaximum verschwindet, sondern statt dessen sich ein Minimum geltend macht, ist nach Dove im Osten zu suchen.

---

[1]) Tableau du climat et de la vegetation de l'Italie. Copenhague 1839.

[2]) In Zeitschrift für Allgemeine Erdkunde. Bd. II. Hft. 1.

[3]) s. die betreffenden Regentabellen bei Dove: Zeitschr. für Allg Erdkunde. Bd. II. S. 119 u. 123.

Es hängt dies mit dem Umstande zusammen, dass in unseren Gegenden besonders im Vorfrühling mit grosser Beständigkeit eine sehr trockne Zeit eintritt, während welcher bei andauernd heiterem Himmel und östlichen Winden bei sehr hohem Barometerstande die Nächte auffallend kühl werden, obgleich die Wirkung der bereits höheren Sonne am Tage sich sehr bemerklich macht. Diese trockne Zeit des mittleren Europa ist, wie schon hervorgehoben, dadurch bedingt, dass am mittelländischen Meere bereits die oberen Ströme in grosser Breite herabkommen und den Polarströmen auf ihrem Wege nach Süden dergestalt hemmend entgegentreten, dass dieselben gezwungen werden, als Ostwinde nach Westen zu fliessen, um über dem atlantischen Ocean oder in Amerika endlich in die Aequatorialzone sich zu ergiessen. Diese Ostwinde wirken nun auch auf die Witterungsverhältnisse von England, deren definitive Regelung daher aus einem Zusammenwirken verschiedener Ursachen resultirt.

217. Der enge Zusammenhang der wässerigen Niederschläge mit den Luftströmungen der Atmosphäre ist nicht zu verkennen. Diese Strömungen führen den Wasserdampf von Gegenden, wo eine reichliche Verdunstung statt hat, hinweg nach andern Gegenden, wo er verdichtet und niedergeschlagen werden kann. Man braucht nur einen Globus zur Hand zu nehmen, bemerkt Dove [1]), um sich zu überzeugen, dass gegen das grosse Wasserreservoir, was man Meer nennt, alle übrigen Wasserbehälter verschwinden, so dass es hauptsächlich Meerwasser ist, welches durch die Sonnenwärme in Dampf verwandelt bei späterer Abkühlung als Regen erscheint, indem die Capacität der Luft für das Wasser mit Abnahme der Wärme geringer wird, und daher leicht Regen entstehen kann, wenn die Luft, welche über dem Meere der heissen Gegenden gestanden, über kälteren Boden strömt. Der Aequator, da wo er flüssig, bietet vorzugsweise die Quelle, aus welcher der Luftkreis seinen Wassergehalt schöpft. Nun werden die Südwinde, welche von der heissen Zone wehen, bei ihrem Fortschreiten (nach Nord) immer westlicher; daher ist für Deutschland die Südwestseite die Wetterseite, und die Regenmenge wird von den südwestlichen Gegenden nach den nordöstlichen abnehmen, insofern die Luft, je weiter sie strömt, desto mehr den Wasserdampf verliert, den sie in wärmeren Gegenden aufnahm. Ein Gebirge, das sich, wie bei den norddeutschen Ketten,

[1]) a. a. O. S. 385.

hervorgehobenen subtropischen Regenverhältnissen ist nach Dove [1]) in dem ganzen Gebiete der Vereinigten Staaten diesseits der Felsgebirge keine Spur zu finden. Die Vertheilung in Californien erinnert eher daran. Während aber in Südeuropa und Nordafrika das Herbstmaximum das Frühlingsmaximum übersteigt, ist hier das Entgegengesetzte der Fall. Von einer subtropischen Zone als solcher kann hier überhaupt nicht die Rede sein, indem sowohl die indischen Moussons als die Erscheinungen im westlichen Amerika, den schmalen westlichen Küstensaum abgerechnet, sie unterbrechen.

218. Der Einfluss eines Gebirges muss natürlich auf die in horizontaler Richtung stetig fortfliessende Luft ein anderer sein als auf sich verdrängende Luftmassen, die in verschiedenen Richtungen nacheinander einfallen. In jenem Falle wird die Luft genöthigt, an der Gebirgswand aufzusteigen und in einer gewissen Höhe sich zu einer Wolke zu verdichten, die von der Tiefe und aus der Ferne gesehen als eine unveränderliche Wolkendecke erscheint, jedoch, wenn man in sie hineingelangt, als aus rasch fortziehenden Nebelmassen bestehend erkennbar ist. Diese letzteren lösen sich vielleicht über der auf der anderen Seite des Gebirges liegenden wärmeren Ebene wieder auf. Die Vergrösserung der Regenmenge durch das Gebirge wird hiernach vorzugsweise auf der dem feuchten Luftstrome zugekehrten Seite stattfinden. Liegt nun die Längenachse des Gebirges mehr oder minder senkrecht auf der Hauptrichtung des warmen feuchten Luftstromes, so werden reichliche Niederschläge am ganzen Fusse desselben erfolgen, und zwar besonders da, wo eine weite erwärmte Ebene diesem vorliegt, wie das Tiefland des Ganges dem Himalaya und die lombardische Ebene den Alpen, oder wo der Gebirgszug unmittelbar aus dem Meere sich erhebt, wie bei den Gates und dem nördlichen Theile der Apenninen. Hier werden die Regen in der Tiefe der Querthäler, die sich nach der Ebene öffnen, besonders stark, da der andringende Luftstrom in ein sich stets verengerndes Bette eingezwängt wird, und wo sie sich an dem Gebirgsstock auskeilen, demselben jedes seitliche Ausweichen unmöglich machen. Dove führt hierfür Tolmezzo am Tagliamento in Friaul als bezeichnendes Beispiel an. Die Rollen dieser Querthäler

[1]) Poggend. Ann. Bd. XCIV. S. 51. Daselbst finden sich (S. 59) auch mehrere Tabellen über die Regenverhältnisse Nordamerikas.

bernehmen, wie Dove sagt, bei den der Richtung des Luftstromes rallelen Gebirgsketten die Längenthäler, bei einer Wendung dieser häler, oder wenn zwei vorher parallel gehende Züge sich zu einem asse vereinigen, welcher analog dem Gotthard zwei in gleicher ichtung fortlaufende Längenthäler scheidet. Zu diesen Niederchlägen gehören die des Rhonethales. In den Gebirgen von Westnoreland, welche Elie de Baumont mit denen des Hundsrück, der ifel und des Taunus zu einem System vereinigt, streichen die ergketten NO. ¼ O. nach W. ¼ W. und diese Richtung erhält sich n den Bergketten des südlichen Theiles von Schottland. In der iefe dieser Längenthäler erreicht die Regenmenge daher eine, fast it jedem Schritte zunehmende Grösse.

Der den Regen steigernde Einfluss, welchen ein Gebirge hinichtlich der Jahreszeit äussert, ist, wie Dove hervorgehoben, beingt einmal dadurch, ob die herrschende Windesrichtung überupt im Verlaufe des Jahres eine stetige oder veränderliche ist, nn durch die Höhe des Gebirges. Da nun die mittlere Windesichtung im westlichen Europa, besonders im Spätherbst und Winr, mehr auf die Südwestseite fällt als im Sommer, wo sie nordestlicher wird, so werden schon deshalb Herbst- und Winterregen ch steigern. Dann erfolgt aber auch im Herbst und Winter die olkenbildung bei der grösseren relativen Feuchtigkeit der Luft el niedriger als im Sommer. Daher bewirkt ein Gebirge, das nur was über 3000 Fuss aufsteigt, hinsichtlich der schon in den unren Schichten sehr feuchten Luftströme im Herbst und Winter ne viel beträchtlichere Verdichtung, als für die trockne Luft des ommers, oder mit anderen Worten, die niedrigen Wolken des pätherbstes werden durch dasselbe aufgehalten, während die hohen ommerwolken unbehindert darüber hinwegziehen. Daher wird sich er ein bereits in südlicheren Breiten vorhandenes Herbstmaximum s Niederschlages weiter nach Norden hinauf erhalten. Mit dem rühlingsmaximum verhält es sich insofern anders, als das Meer berhaupt den Temperaturveränderungen des Luftkreises langsamer lgt, und daher den Eintritt der niedrigsten und höchsten Wärme erspätet. Der Temperaturüberschuss des Meeres über die Luftärme ist deshalb im Herbste, wenigstens im atlantischen Ocean nd in der Ostsee, am grössten.

Die Höhe eines Gebirges hat auch auf der den Regenwinden entgegengesetzten Seite einen wesentlichen Einfluss. Ist dieselbe

bedeutend, so veranlasst es zu allen Jahreszeiten Niederschläge, nämlich auf der dem Winde zugekehrten Seite, bei geringerer Höhe nur zu gewissen Zeiten. Dass die auf der Windseite gebildeten Wolken leichter auf die andere Seite eines niedrigen, als eines hohen Gebirges gelangen, haben wir schon bemerkt. Bei feuchter Luft kann sich nun ein langer Wolkenstreif an jede Bergspitze lehnen, an welcher der erste Keim der Wolke sich bildete. Dagegen gibt eine hoch aufsteigende Spitze, besonders bei Hochgebirgen, zum Entstehen einer Wolke Anlass, die beim Fortziehen über der erwärmten Bodenfläche des Vorlandes sich wieder auflöst. Auf niedrigen Gebirgen deutet die einmal eingeleitete Wolkenbildung auf eine bereits in der Tiefe stattgehabte Feuchtigkeitszunahme, so dass ein Niederschlag wahrscheinlich wird. In dieser Beziehung gewähren denn solche Gebirge bestimmte Wetteranzeigen.

219. Auf Grund der vorstehenden Betrachtungen können wir in Rücksicht unserer Zone die Südwest- und Westwinde als die eigentlichen Regenwinde betrachten. Diese Winde, und nach ihnen die Nordwestwinde sind insgemein mit den meisten Niederschlägen verbunden.

Eine Zusammenstellung gleichzeitiger Beobachtungen zeigt, wie Kämtz [1]) darlegte, nicht selten, dass der SW-Wind an vielen Orten bereits herrscht, wenn es bei NO.-Wind regnet. Der SW.-Wind hat schon in den oberen Regionen und in den westlichen Gegenden das Uebergewicht erlangt, während der NO.-Wind in der Tiefe noch fortdauert, um jenem in kurzer Zeit zu weichen. Unter solchen Verhältnissen ist es scheinbar der NO.-Wind, in Wahrheit aber der SW.-Wind, welcher den Regen bringt. Aber selbst wenn es beim Nordostwinde regnet, zeigt sich meist ein sehr merklicher Unterschied in dem Verhalten des Regens bei NO.- und SW.-Winden. Wenn jene plötzlich das Uebergewicht erhalten, so sinkt die Temperatur schnell, Wasserdämpfe werden in kurzer Zeit condensirt, der Regen fällt dicht und in grossen Tropfen herab, bald aber hat das meiste Wasser den Boden erreicht, und es folgt heiterer Himmel. Regnet es bei SW.-Winden, so ist der Regen gewöhnlich feiner und hält längere Zeit an. Dies Alles kann nach den bereits gepflogenen Erörterungen nicht befremden. Bekanntlich werden unsere sog. Landregen durch den Aequatorialstrom gebracht

[1]) Lehrb. der Meteorol. I. S. 480 ff.

der bei seinem Fortschreiten nach höheren Breiten den ihm beigesellten Wasserdampf allmälig verliert.

Vergleicht man, namentlich im Winter, wo alle Witterungserscheinungen fast ausschliesslich durch die Winde bedingt sind, die unten beobachtete Windesrichtung mit dem Zuge der höheren Wolken und der Richtung der Cirrusstreifen, so wird man einige von Dove [1]) hervorgehobene Verhältnisse bezüglich der durch gegenseitiges Verdrängen der Luftströme bedingten Niederschläge im Wesentlichen bestätigt finden. Es gibt sich nämlich zu erkennen, dass bei SW.- und NO.-Winden die untere Windesrichtung auch dem Zuge der höchsten Wolken entspricht, während bei W. und NW., bei O. und SO. die Richtung der Windfahne und der tieferen cumulusartigen Wolken rechtwinklig auf der oberen Windesrichtung steht. Und zwar hat sich ergeben, dass, wenn nach einem barometrischen Minimum bei SW. der Wind sich nach W. wendet und nach N. herumgeht, vom Westhorizont dunkle gebirgsartige Cumulostrati heraufrücken, vor welchen unmittelbar ein kalter Wind herweht, der das Barometer steigen macht, und im Winter mit dichtem Schneegestöber, im Frühling mit Graupelschauern, im Sommer mit Blitzschlägen verbunden ist. Diese Erscheinung sieht man gewöhnlich in öfterer Wiederholung, während der durch die Zwischenräume der unteren Wolkenmassen in den oberen Luftregionen sichtbare Cirrus ungestört in seiner Richtung von SW. nach NO. stehen bleibt. Indem mit jedem neuen Niederschlage das Barometer sprungweise steigt, rückt die untere Wolkenbildung immer höher hinauf, bis endlich die Wolkendecke bricht. Ingleichen verschwindet, bei raschem Durchgange der Windfahne durch N. nach NO., oben der Cirrus. In NO. bleibt die Windfahne stehen, der Himmel ist vollkommen heiter, und das Barometer hat, so wie die Kälte, das Maximum erreicht. Sobald aber das Barometer wieder zu fallen beginnt, erscheinen auf dem dunklen Himmelsgrunde feine Cirri in der Richtung von S. oder SW. nach N. oder NO., welche sich immer mehr zu einem weisslichen Ueberzuge verdichten. Die Windfahne zeigt mit fallendem Barometer O. und SO., und damit rechtwinklig auf die Richtung des Cirrus. Die in den unteren Regionen der Atmosphäre etwa vorhandenen Cumuli werden allmälig von dem sichtbar herabkommenden Cirrus aufgenommen. Im Winter

[1]) Meteorol. Untersuchungen. S. 175 ff.

regnet es dann häufig, während unten der Boden noch hart gefroren ist. Durch S. geht die Fahne rasch hindurch, und es regnet nun bei gewöhnlich stürmischem Südwestwinde.

220. Aus diesen Beobachtungen lässt sich nun mit Dove entnehmen, dass es zwei entgegengesetzte (nördliche und südliche) Winde gibt, welche durch die ganze Atmosphäre hindurchwehen und sich gegenseitig verdrängend, in ihrem Uebergange die Mittelwinde erzeugen. Die Erscheinungen auf der Westseite der Windrose deuten auf einen Uebergang des südlichen Stromes in den nördlichen dergestalt, dass das Verdrängen des südlichen Stromes durch den nördlichen zuerst in den unteren Gegenden der Atmosphäre, dann in den oberen geschieht; wogegen die Erscheinungen der Ostseite einen Uebergang des nördlichen Stromes in den südlichen bekunden, so zwar, dass das Verdrängen des nördlichen Stromes durch den südlichen zuerst in den oberen Gegenden der Atmosphäre, dann in den unteren stattfindet (s. S. 178 f.). Westliche und östliche Winde haben sonach beide über sich südliche, jedoch mit dem Unterschiede, dass bei Westwinden die obere Windesrichtung durch die untere, bei Ostwinden die untere durch die obere verdrängt wird. Insofern man nun die Niederschläge überhaupt als hervorgehend aus den Temperaturdifferenzen der entschieden nördlichen und südlichen Winde betrachtet, hat man die Winde W. und O. als die Grenzpunkte beider anzusehen, in der Art, dass von W. durch N. nach O. der nördliche, von O. durch S. nach W. hingegen der südliche überwiegt. Beide Ströme müssen sich aber, wie wir zum grössten Theile schon erkannt haben, in Rücksicht aller meteorologischen Grunderscheinungen (Temperatur, Luftdruck, Feuchtigkeit) als Extreme geltend machen, die jedoch nicht gerade auf N. und S., sondern vielmehr auf NO. und SW. oder auf O. und W. fallen. So ist ja bekanntlich (s. Nr. 124) der NO. ein aus nördlicheren Gegenden herkommender N., der wegen der Axendrehung der Erde immer mehr nach O. abgelenkt wird, und der SW. ein nach W. abgelenkter Südwind, der aus südlicheren Gegenden herkommt als der eigentliche Süd. Daher wird der NO. trockner, kälter und schwerer sein als der N., der SW. feuchter, wärmer und leichter als der S.

Die Niederschläge der Westseite entstehen also dadurch, dass ein trockner, kalter, schwerer Wind auf einen feuchten, warmen, leichten folgt, die Niederschläge der Ostseite hingegen, indem ein trockner, kalter, schwerer Wind einem feuchten, warmen, leichten

nacht. Nun gibt es aber auf der Ostseite nur Niederschläge
ge des Verdrängens dieser Winde zwischen O. und S., auf
Westseite dagegen ausser solchen Niederschlägen auch noch
welche durch den in höhere Breiten dringenden südlichen
wegen Verminderung seiner Dampfcapacität bedingt sind;
denn die relative Anzahl der Niederschläge auf der Westseite
sein wird als auf der Ostseite, und zwar am grössten zwi-
S. und W. Da endlich die Schnelligkeit, womit die Winde
er verdrängen, in nächster Beziehung zur Grösse des Tem-
runterschiedes der sich mischenden Luftmassen steht, und
ie Veranlassung zu einem Niederschlag hierdurch bedingt ist,
rd im Winter, wo die Temperaturwerthe der betreffenden
am stärksten differiren, die Anzahl der Niederschläge, welche
ge des wechselseitigen Verdrängens dieser Winde auftreten,
r sein als im Sommer und nach diesem hin beständig abnehmen.
Eine Einsicht in die Weise, wie sich die Temperaturdifferenzen
inde in der jährlichen Periode ändern, gewährt nachstehende [1])
jährigen Londoner Beobachtungen berechnete Tafel (in Centes.):

	Wärmster Wind.		Kältester Wind.		Unterschied.
	S.	4,662	NO.	—0,928	5,590
ır	S.	6,157	N.	+0,049	6,108
	SW.	7,808	N.	2,515	5,293
	S.	10,972	N.	5,887	5,085
	S.	14,205	NO.	11,131	3,074
	SO.	17,261	NO.	14,563	2,698
	SO.	19,366	N.	16,039	3,327
	SO.	18,305	NW.	15,73	2,575
ıber	S.	15,923	N.	12,258	3,665
r	S.	12,566	N.	6,884	5,682
ber	SW.	7,673	NW.	3,929	3,708
ber	SW.	6,418	N.	0,719	5,699
	S.	5,746	NO.	0,107	5,639
ng	S.	10,5	N.	6,878	3,622
er	SO.	18,311	N.	15,619	2,692
	S.	12,029	N.	7,787	4,242
r	S.	11,352	N.	8,07	3,282

[1]) Dove, Meteorol. Unters. S. 198.

221. Wir schliessen unsere Betrachtungen über die Regenverhältnisse im Besonderen mit einem Blick auf die geographische Vertheilung der Menge des Regens. Nach den bereits gepflogenen Erörterungen lässt sich vermuthen, dass die mittlere Regenmenge im Allgemeinen vom Aequator nach den Polen hin abnehmen müsse. Der Regen hängt ja von dem in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfe ab, der in einer um so grösseren Menge erzeugt wird, je mehr die Wärme die Verdunstung des Wassers begünstigt. Die Aequatorialmeere bieten die Quelle, aus welcher die Atmosphäre vorzugsweise ihren Wassergehalt schöpft. Der am Aequator aufsteigende Luftstrom verliert aber von seinem Dampfgehalte, beim Fortschreiten nach höheren Breiten, allmälig durch sich erneuernde Niederschläge; daher schon hieraus auf eine Abnahme der mittleren Regenmenge vom Aequator nach den Polen hin zu schliessen ist. Natürlich sind dabei die localen Modificationen, welche durch die Lagenverhältniss des Landes zum Meere und durch den Einfluss der Gebirge bewirkt werden, zu berücksichtigen. So fallen, um nur ein Beispiel anzuführen, im Gebiete der Seen von Cumberland und Westmoreland Regenmassen, die nur von den Niederschlägen in den regenreichsten Punkten des Gebietes der Moussons übertroffen werden. Sonst hat sich die Abnahme der mittleren Regenmenge vom Aequator nach dem Pole hin im Allgemeinen bestätigt. Nach einer Zusammenstellung von Arago fällt jährlich zwischen 0° und 25° N. Br. eine Regenmenge = 75 Zoll, zwischen 25° und 40° N. Br. = 35 Z., von 40° bis 50° N. Br. = 25 Z., von 50° bis 60° N. Br. = 15 Zoll. Umgekehrt verhält es sich im Allgemeinen mit der Anzahl der Regentage, wenn man von der Zone fast permanenter Regen in der Nähe des Aequators absieht. Da nämlich der Niederschlag in jedem einzelnen Falle durch eine Temperaturdifferenz oder ein Herabgehen der Temperatur bedingt ist, so wird es in den Gegenden am meisten regnen, wo die meisten Temperaturwechsel stattfinden. Nach Schouw beträgt die Anzahl der Regentage für Süd-Italien 71, für das Thal des Po 88, für die Ungarische Ebene 112, für Nordfrankreich und Belgien 152, für die deutsche Ebene 154, für Holland 170; woraus also eine Zunahme mit der geographischen Breite erhellt. Durchschnittlich rechnet man auf das Jahr im südlichen Europa 120 Regentage, im mittleren 146 und im nördlichen 180 [1]). Im Innern der grossen Con-

[1]) In Hinsicht auf die geographische Vertheilung des Regens auf der Er-

nente von Asien nimmt ihre Zahl ab, dergestalt, dass man in Irkutk auf das Jahr nur 62 Regentage rechnet, von denen etwa 25 auf den Sommer, und 6 auf den Winter kommen.

e. Schnee.

222. In analoger Weise wie der Regen entsteht der Schnee aus dem Dampfgehalte der Atmosphäre, wenn wärmere, wasserdampfreiche Luft beim Fortschreiten nach kälteren Breiten ihre Dampfcapacität verliert, oder wenn kalte und wärmere Luftmassen sich mengen, und die Temperatur der entstandenen Mengung so niedrig ist, dass der Dampf nicht mehr in Gasform bestehen kann. Natürlich wird hier, beim Schnee, die Temperatur der gemengten Luftschichten niedriger als im Falle des Regens sein. In den ungleich erwärmten Luftströmungen, die sich mengen, liegt aber auch die Ursache, warum es nach dem Schneien bald kälter, bald wärmer wird, je nachdem nämlich bald der kältere, bald der wärmere Luftstrom das Uebergewicht behält. Eben damit hängt es zusammen, dass der immer feiner werdende Regen allmälig in Schnee übergeht, welcher anfangs auf der noch wärmeren Erde schmilzt,

---

unterscheidet Mühry*) sechs Zonen. Auf dem Passatgebiete, wo die Regen bei culminirender Sonne und mit dem aufsteigenden Luftstrome erfolgen, finden sich:

1) der Calmen-Gürtel mit Regen in allen Monaten und fast täglich (Nachmittags), 3° S. Br. bis 5° N. Br.

2) der Gürtel mit doppelter, d. h. unterbrochener Regenzeit, bei eintretendem Zenithstande der Sonne, 5° bis 10° u. 15° N. Br., 3° bis 10° u. 15° S. Br.

3) der Gürtel mit nur einfacher Regenzeit, 15° bis 25° und 27° N Br., 15° bis 25° und 27° S. Br.

Von hier ab werden gleichfalls drei Gürtel unterschieden, nämlich

4) der Subtropen-Gürtel mit regenleerem Sommer und Regen im Winter, bedingt durch den herabkommenden Aequatorialstrom, 25° bis 40° und 50° N. Br., 25° bis 40° S. Br.

5) der Gürtel mit Regen in allen Jahreszeiten, mit zwei sich bestreitenden Windbahnen, 40° bis 60° und 65° N. Br.

6) der Gürtel mit regenarmem Winter (d. h. ohne bedeutenden Schneefall) wegen Dampfarmuth bei tiefem Temperaturstande; 60° bis 90° N. Br. (Circumpolar-Zone).

*) Allgemeine geographische Meteorologie oder Vers. einer übersichtl. Darst. des Systems der Erd-Meteoration in ihrer klimat. Bedeutung. 1860. S. 145 f.

dann aber sich erhält und bei zunehmender Kälte liegen bleibt. Dies geschieht, wie L. v. Buch zuerst genauer beobachtete und Dove bestätigte, vorzüglich dann, wenn der Wind durch W. nach N. übergeht, und das Barometer zu steigen beginnt. Da nämlich die nördlichen kälteren, schwereren Luftmassen in den unteren Regionen strömen, und mit den südlichen Luftströmungen in Conflict gerathen, um sie zu verdrängen, so ist hierdurch in der bezeichneten Weise die Bedingung zur Bildung des Schnees erfüllt. So kann denn auch während des Schneiens in Folge der Drehung des Windes nach N. kälter werden, indem eben die kältere nördliche Strömung das Uebergewicht gewinnt, und auch das Schneien noch während der Kältezunahme eine Weile fortdauern.

223. Unter mittleren Breiten, bei mässiger Erhebung über das Meeresniveau, fällt der meiste Schnee aus Wolken bei trübem Himmel, gewöhnlich, wenn es nach strenger Kälte etwas gelinder wird, d. h. durch das Hereinbrechen eines südlichen (resp. südwestlichen oder westlichen) Stromes, dessen Wasserdampf sich als Schnee niederschlägt; ein Umstand, der zu der Meinung Anlass gab, dass es bei strenger Kälte überhaupt nicht schneien könne. L. v. Buch hält für Berlin eine Temperatur von 4° bis 5° unter dem Gefrierpunkte für die mittlere, bei welcher dauernder Schnee falle, und glaubt, dass es bei — 13° kaum noch schneien könne. Dagegen beobachtete Kämtz [1]) in Halle am 15. Januar 1828 bei — 14,18°, am 20. Januar 1829 bei — 16°, am 4. Februar 1830 bei — 17,8° und am 30. Januar 1830 bei — 18,1° Schneefälle. Zwar gibt Scoresby als niedrigste Temperatur, bei der es in dem Eismeere bei Spitzbergen noch eigentlich zu schneien pflege, eine Temperatur von — 12,3° C. an; allein diese Beobachtungen wurden dort blos während des Sommers angestellt. — Freilich werden Schneefälle bei strenger Kälte im Ganzen sehr selten vorkommen, da, wenn der kalte trockne Nordwind durch Verdrängung des südlichen Stromes zur Herrschaft gelangt ist, keine Veranlassung mehr zu einem Niederschlage gegeben ist. Wenn es mitunter schneit, während das Thermometer + 4° bis 5° zeigt, so sind doch die Luftschichten, in denen sich der Schnee unmittelbar bildet, kälter, und der herabfallende Schnee hat nur in dem kurzen Zwischenraume während sei-

[1]) Lehrb. d. Meteorol. I. S. 406.

es Fallens nicht Zeit, sich in Regen zu verwandeln. So ist es uch, namentlich in Berggegenden, gerade nichts Seltenes, dass es i den oberen Regionen schneit, während es in den unteren Geenden, wo die Luft wärmer ist, regnet. Die Erscheinung, dass ei hellem, trocknen Wetter, während das Thermometer + 4° bis ° zeigt, der an der Erde liegende Schnee dennoch nicht schmilzt, bschon bei feuchtem Wetter oft eine Temperatur von + 0,5° zum hauen hinreicht, hat ihre Ursache in der bedeutenden Verdunstung es Schnees, wobei viel Wärme verbraucht wird: wogegen in dem alle, dass die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt ist, der Schnee theils icht verdunsten kann, theils die Feuchtigkeit aus der Luft aufimmt, und so, indem er derselben Wärme entzieht, zum Schmelen kommt. — Tritt, wenn nach einer heftigen Kälte SW. weht, ogleich Thauwetter ein, so ist dies darin begründet, dass der SW. chon vorher durch die ganze Atmosphäre hindurchgedrungen ist, ur noch nicht unten. Einen hierher gehörigen Fall beobachtete love [1]) am 18. Januar 1828, wo nach einem barometrischen Maimum der warme Wind mit stark fallendem Barometer in den höeren Gegenden der Atmosphäre schon so sehr das Uebergewicht ewonnen hatte, dass, während es unten —5° war, theils wirklicher egen fiel, theils durchsichtige Eisstückchen, denen man es ansen konnte, dass sie nur im Fallen gefrorene Regentropfen waren.

In Deutschland und unter den Ländern gleicher Breite fällt er Schnee häufig bei verhältnissmässig ruhiger Luft. Nicht selten doch geschieht auch das Fallen des Schnees in stürmischer Weise; ann geht der Wind durch W. nach NW. und N., der Himmel hellt ich auf und Frost tritt ein (S. 238). Oefter auch ist auf hohen ergen das Fallen des Schnees von heftigen Stürmen begleitet, die an vorzugsweise Schneestürme nennt, da sie meist nur so lange auern, als der Schnee fällt. Nach der Art und Weise ihrer Entehung sind die stürmischen Schneegestöber den Gewittern beizuählen, wie denn auch plötzlich eintretende starke Schneefälle bisweilen wirklich von Blitz und Donner begleitet sind. Die auf hohen Gebirgen und Hochflächen beobachteten Schneegestöber, deren Hervortreten durch ein Hereinbrechen schneidend kalter Winde bedingt ist, bekunden meist eine wirbelnde Bewegung der Luft. Zu ihnen gehören die bekannten Schneestürme in Kamtschatka, Purga ge-

[1]) Meteorol. Unters. S. 176.

nannt, die Wiugas in den russischen Steppen, wie auch die Schneestürme in den deutsch-schweizerischen und französischen Alpen.

In den nördlichen Gegenden Deutschlands sieht man zuweilen bei ganz heiterem Frostwetter und anscheinend sehr ruhiger Atmosphäre kleine glänzende Krystallblättchen herabfallen, deren Erscheinung auf einen plötzlichen Uebergang des Wasserdunstes in die Form des Starren zufolge der Mengung ungleich temperirter Luftmassen hindeutet. In den mittleren Breiten gewahrt man sie seltener, häufiger dagegen in den höheren Breiten, wo die Menge des auf diese Weise auftretenden sog. Staubschnees oft sehr beträchtlich ist. So sah ihn Parry [1]) bei seinem Winteraufenthalt zu Fort Bowen mehrmals in heiteren Tagen herabfallen, und eine Decke von 4 bis 5 Zoll bilden. Eben so beschreibt Maupertuis [2]) den Schnee in Lappland als einen feinen trocknen Staub, welcher bei 4 bis 5 Fuss Höhe das Gehen sehr erschwere. Dabei dringt dieser Schnee durch die feinsten Risse in die Häuser, greift die Augen an, und soll nach Middleton eine grosse Plage des hohen Nordens sein. Oft ist auch mit Bildung dieses Schnees ein Nebel verbunden, der ebenfalls in die Gemächer dringt, und Betten und Personen nach Art des Reifes mit kleinen Eisnadeln bedeckt, wie dies Bedemar [3]) von Kielvig erzählt.

Die Menge des fallenden Schnees ist nach Gegenden und Jahren sehr verschieden, am gleichmässigsten auf den Bergen, die von der sog. Schneelinie berührt werden. Die Häufigkeit der Schneefälle im Sommer nimmt mit der Höhe rasch zu, schliesst aber wässerige Niederschläge selbst für die Hochregionen nicht aus. In den eigentlichen Hochregionen, von 9000′ aufwärts, gewinnen die Schneetage in jedem Monate die Oberhand über die Regentage, ohne sie ganz zu verdrängen [4]). Den Anfang derjenigen Regionen aber, wo es in der Ebene überhaupt schneiet, setzen Einige in die isothermische Linie von 15° C., die ungefähr durch Florenz geht. A. v. Humboldt setzt die Aequatorialgrenze des Schnees im Niveau des Meeres für die nördliche Hemisphäre ungefähr auf den 36. Breitengrad. Von

[1]) Journ. of a thierd Voyage for the Discovery of a North-West Passage. London 1826. p. 77.

[2]) La figure de la terre etc. Amst. 1738. p. 55.

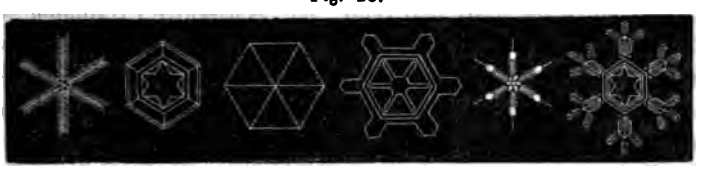
[3]) Reisen. Th. I. S. 225 u. Th. II. S. 115.

[4]) s. H. Schlagintweit: die Regenverhältnisse der Alpen, Poggend. Ann. Bd. LXXVIII. S. 145.

ier an nimmt die Menge des Schnees mit den Graden der Breite u, bis etwa zur Isotherme von 5° C., nahe bei Trontheim, von wo ieselbe wieder abnimmt, weil in den nördlichsten Gegenden die uft immer kälter, und daher auch immer ärmer an Wasserdampf ird. —

224. Die Farbe des reinen, aus feinen und locker zusammengehäuften Krystallen bestehenden, Schnees ist bekanntlich ein was ins Bläuliche spielendes, glänzendes Weiss; die starke zerreuende Reflexion aber, welche das Sonnen- und Tageslicht von iten des Schnées erfährt und die weisse Farbe des letzteren bengt, rührt zum grossen Theil von der Vermengung der Schneecken mit der Luft her. Der Schnee selbst ist eine Zusammenufung krystallinischer Eisnadeln, in welchen der gefrorene Wasrdunst auftritt, nicht Folge des Gefrierens schon gebildeter assertropfen. Keineswegs erscheint es als nothwendig, dass der der Atmosphäre vorhandene gasförmige Wasserdampf durch den opfbarflüssigen Zustand, in der Form von Wassertröpfchen, in den arren Aggregatzustand übergehe. In vielen Fällen mögen diesen ebergang die von einer wässerigen Hülle gebildeten Dunstbläschen fahren, und allerdings auch sehr feine Wassertröpfchen, nachdem e erstarrt sind, zu Ansatzpunkten für weitere Krystallisationen des Vasserdampfes dienen. Mannigfache Verhältnisse sind hier, je nach er Temperatur, der Stärke des Windes, dem Sättigungszustande er Luft und der Schnelligkeit, womit der Krystallisationsprocess ingeleitet wird, denkbar, wie denn auch die von Scoresby unterchiedenen Schneegestalten mit Bestimmtheit darauf hindeuten. Die rosse Zahl dieser Gestalten lässt sich nach den Beobachtungen des enannten [1]) etwa auf fünf Arten zurückführen, nämlich 1) Kry-

Fig. 28.



[1]) An Account of the arctic regions, with a History and description of the orthern Whale-Fishery. Edinb. 1820. II. T. 8. p. 425. — Reise auf den Wallfischfang, übers. von Kries. Hamb. 1825. S. 95. Scoresby hat eine sehr grosse Anzahl von Combinationen durch Abbildungen veranschaulicht.

stalle in Form dünner Blättchen, in welcher der Schnee sehr häufig auftritt. Dieselben zerfallen wieder a) in sternförmige, bei welchen sechs auf beiden Seiten mit feinen Spitzen besetzte Strahlen aus einem gemeinschaftlichen Mittelpunkte auslaufen; eine Form die sich am häufigsten zeigen soll, wenn die Temperatur sich dem Gefrierpunkte nähert. b) in regelmässige Sechsecke, die bei allen Temperaturen auftreten, wiewohl die Dimensionen bei grösserer Kälte kleiner werden; einige bestehen aus einem einfachen durchsichtigen Blättchen, andere sind innerhalb des Umfanges durch weisse Linien verziert, die wiederum kleine Sechsecke oder andere sehr mannigfaltige regelmässige Figuren darstellen; ihre Grösse erstreckt sich von dem kleinsten sichtbaren Theilchen bis auf etwa 0,1″ Durchmesser. c) Zusammensetzungen der 6seitigen Figuren zeigen sich in grosser Mannigfaltigkeit, vorzüglich bei sehr niedrigen Temperaturen. d) Verbindungen von 6seitigen Figuren mit Strahlen oder Zacken und hervorstehenden Winkeln. 2) Ein flacher oder kugeliger Kern mit ästigen Zacken in verschiedenen Ebenen. Darunter a) solche, welche aus einem dünnen Krystalle von einer der zuvor beschriebenen Arten bestehen, von dessen Grund- und Seitenflächen sich kleine Spitzen erheben, welche mit den Blättchen Winkel von 60° bilden; der Durchmesser dieser Figuren, die am häufigsten bei einer Temperatur von —4° bis —7° vorkommen, beträgt bisweilen $\frac{1}{4}$ Z. b) Figuren mit einem kugeligen Kern, von welchem Strahlen nach allen Richtungen ausgehen. Derselbe besteht nicht, wie bei der ersteren Art, aus einem durchsichtigen Krystalle, sondern ist ein rauhes Körperchen. Diese igelartigen Schneeflocken fallen nach Scoresby, wenn die Temperatur dem Gefrierpunkte nahe ist, mitunter bei etwas niedrigern Temperaturgraden. 3) Feine Spiesse oder sechsseitige Prismen, manchmal sehr zart und krystallhell, bisweilen weiss und rauh. 4) Sechsseitige Pyramiden, selten vorkommend. 5) Spiesse oder Prismen, deren eines oder beide Enden in der Mitte eines dünnen Blättchens in Gestalt einer sechsseitigen Scheibe stecken, wurden von Scoresby nur zweimal beobachtet.

225. Reflectirt man auf die Wassermenge, welche der Schnee gibt, nämlich auf das Volumen Wasser, welches aus einem bestimmten Volumen schmelzenden Schnees hervorgeht, so ist ersichtlich, dass dieselbe von der Beschaffenheit des Schnees, im Besondern von seiner grösseren oder geringeren Dichte abhängen muss. So ist

z. B. der bei strenger Kälte mit Nordostwind fallende Schnee sehr locker, und gibt wenig Wasser, obschon seine Masse beträchtlich erscheint. Der frisch gefallene Schnee ist natürlich am lockersten, wird aber allmälig durch seinen eigenen Druck fester; auch bildet sich allmälig unter dem Einfluss der Sonnenstrahlen, in Folge partieller Schmelzung und nachmaligen Gefrierens des Schmelzwassers, an der Oberfläche eine festere Schneekruste. In höheren Gebirgen, wie in den Alpen und auf dem Himalaya, zeigen auch die Schneemassen eine deutliche Schichtung, als Folge längerer Unterbrechungen der Schneefälle und inzwischen stattgehabter Veränderungen der früheren Schneefläche durch Schmelzung, Frost oder Verunreinigungen. Was nun das Verhältniss der Dichte des Schnees zu der des Wassers betrifft, so ist dasselbe nach van Swinden [1]) im Minimum wie 1 : 19, im Maximum wie 1 : 5,56, im Mittel wie 1 : 9,66. Nach Quetelet's [2]) neueren Versuchen verhält sich die Dichte des Wassers zu der des Schnees, oder die Höhe einer Schneemasse zur Höhe der aus ihrer Schmelzung hervorgegangenen Wassermasse von gleicher Grundfläche im Maximum wie 2,8 : 1, im Minimum wie 18,1 : 1, im Mittel wie 9,0658 : 1; was dem oben angeführten Verhältniss ziemlich nahe kommt. —

226. Zufolge des Factums, dass die Temperatur der Atmosphäre nach der Höhe abnimmt, muss es überall auf der Erdoberfläche eine Höhe geben, wo der gefallene Schnee auch in der wärmsten Jahreszeit nicht mehr völlig wegschmelzen kann. Die Linie, von welcher an dies statt hat, nennt man die Grenze des ewigen Schnees, auch die Schneelinie. Die Höhe derselben ist abhängig von der mittleren Jahrestemperatur, vornehmlich aber von der Intensität und Dauer der Sommerwärme, und von der Menge des im Winter fallenden Schnees. Je grösser diese Menge ist und je kleiner die mittlere Jahrestemperatur und die Sommerwärme sind, desto tiefer geht für irgend eine Gegend die Schneelinie herab. Hat eine Gegend ein sehr excessives Klima, d. h. einen sehr strengen Winter und einen sehr heissen Sommer, so kann die Wärme des letzteren mehr als hinreichend sein, den im Winter gefallenen Schnee wegzuschmelzen. So beträgt z. B. die mittlere Temperatur

[1]) Journ. de Phys. T. VIII. p. 380.
[2]) L'Instit. 1834. No. 59. Annuaire de l'observ. de Brux. 1834.

des heissesten Monates in Jakuzk, bei einer mittleren Jahrestemperatur von —9,7°, etwa 20,3°, so dass hier der Schnee völlig wegschmilzt und noch Cerealien gebaut werden können, obwohl der Boden hier in einer Tiefe von nicht viel mehr als 3 Fuss beständig gefroren bleibt.

Haben zwei Orte gleiche mittlere Jahrestemperatur, so richtet sich für dieselbe die Höhe der Schneegrenze besonders nach der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten. Je gleichförmiger diese Vertheilung, und je geringer demzufolge die Sommerwärme ist, desto weniger wird der in der kälteren Jahreszeit gefallene Schnee im Sommer völlig wegschmelzen können; desto tiefer wird die Schneelinie herabreichen. Die mittlere Jahrestemperatur kann dabei über 0° sein. In höheren Breiten liegt die Schneegrenze höher als die Isotherme von 0°, am Aequator unterhalb dieser Isotherme. Die mittlere Temperatur der Schneegrenze ist also hier am Aequator höher als 0°. Nach Humboldt entspricht die Schneegrenze daselbst der Isotherme von 0,4° C., in der gemässigten Zone der Isotherme von —4°, und in der kalten der von —6°. Nach Kämtz hat man für die heisse Zone —0,2°, für die gemässigte —1,5°, und für die kalte —4,8°.

Für Küstengebirge muss im Allgemeinen die Schneelinie tiefer herabgehen als für Gebirgsgegenden im Innern der Continente denn dort ist der jährliche Spielraum der Temperatur geringer und die Luft feuchter; es fällt also daselbst auch mehr Schnee, und der Sommer ist weniger heiss als hier. — Einen besonderen Einfluss auf die Höhe der Schneelinie übt noch die Configuration, der Gegensatz der Sonnen- und Schattenseite eines Gebirges, und die Beschaffenheit des Bodens in Rücksicht seiner mehr oder weniger starken Wärmeabsorption, oder des leichteren Abflusses, den er dem Wasser gewährt. Um diesen Einfluss zu beseitigen, hat Hugi den Vorschlag gemacht, nur die auf den Gletschern beobachtete Schneegrenze, die sog. Firnlinie, zu berücksichtigen, deren Höhe nach ihm auf den Alpen etwa 7600 bis 7800 Fuss beträgt; dies ist die Höhe bis zu welcher im Sommer auch auf der Oberfläche der Gletscher der im Winter gefallene Schnee schmilzt.

Einen bemerkenswerthen Unterschied bezüglich der Schneegrenze, der in ähnlicher Weise auch anderwärts vorkommt, zeigen die nördliche und südliche Abdachung des Himalaya, indem die Schneelinie auf jener 3420 F. höher als auf dieser liegt. Die letz-

tere fällt nämlich bis zum Niveau des Meeres ab, während die nördliche sich an die Hochebene von Tibet anschliesst. Die über dem indischen Ocean aufsteigende Luft schlägt daher auf der südlichen Abdachung in den höheren Gegenden eine grosse Masse von Schnee nieder, was auf der nördlichen nicht so möglich ist, weil hier die Luft viel trockner ist.

227. Es ist zu erwarten, dass sich die Grenze des ewigen Schnees mit den Jahreszeiten ändert; sie wird in der wärmeren Jahreszeit höher hinaufrücken, und in kühleren Sommern tiefer als in heisseren liegen. In diesem Sinne spricht man wohl von einer mittleren Schneegrenze, und unterscheidet mit Bezug auf dieselbe eine obere und untere Grenze, nämlich in Hinblick auf die Extreme der Tiefe und Höhe, welche die mittlere in verschiedenen Jahren und Jahreszeiten erreicht. Indessen hat man die obere Schneegrenze auch noch in einem andern Sinne gedeutet. Wenn man nämlich ein höheres Gebirge im Sommer besteigt, so trifft man zunächst auf einzelne Schneepartien, die mit der Höhe an Ausdehnung gewinnen und sich zuletzt zu einer allgemeinen Schneedecke vereinigen, aus der allerdings noch in den grössten Höhen nackte Felsen, die dem Schnee keine Anhaltepunkte bieten, hervorragen. Da nun die Höhendifferenz von den ersten Schneeflecken bis zu den grösseren Schneefeldern in manchen Gebirgen mehrere Hundert und selbst 1000 Fuss beträgt, so hat man die Unterscheidung zwischen unterer und oberer Schneegrenze eben auf diese Höhendifferenz bezogen.

Nach den Ermittelungen von Hällström [1]) und Kämtz [2]) findet sich nirgends auf der Erde ewiger Schnee im Niveau des Meeres, doch soll in der antarktischen Zone, nach J. Ross, die untere Grenze des ewigen Schnees den Erdboden zwischen dem 67. und 71. Breitengrade schneiden.

Die nachstehende Tabelle gibt nach Humboldt die Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Breiten.

---

[1]) De term. nivali. 1823.
[2]) Meteorologie 1832. II.

Orte.	Breite.	Höhe d. unter. Grenze d. ewigen Schnees.	Bestimmt durch	Mittlere Temperatur am Meere in gleicher Breite.		Mittlere Temperatur in der Höhe.	
				Jahr.	Sommer.	Jahr.	Sommer.
		Mtr.					
Norwegen, Küste	71°25′ N.	720	v. Buch	0,2°	6,4°	—3,9°	2,3°
Norwegen, im Innern	61°92′ „	1560	„	4,2	16,3	—4,5	7,6
Kamtschatka	56°40′ „	1600	Erman	2,0	12,6	—6,9	3,7
Altai	50 „	2144	Ledebour	7,3	16,8	—1,4	8,1
Alpen	45°45′ „	2708	v. Humboldt	11,2	18,4	—4,0	3,2
Kaukasus (Elbruz)	43°21′ „	3372	Kupffer	13,8	21,6	—5,0	2,8
Pyrenäen	43° „	2728	Ramond	15,7	24,0	0,4	8,7
Ararat	39°42′ „	4433	Parrot	17,4	25,6	—7,1	1,1
Himalaya nördl. Abdach.	30½—31°	5067	Colebrooke	—	—	—	—
Himalaya südl. Abdach.		3956		20,2	25,7	2,0	7,5
Mexico	19°15′ „	4500	v. Humboldt	25,0	27,8	—0,6	2,2
Abyssinien	13°10′ „	4287	Rüppel	—	—	—	—
Sierra Nevada de Merida	8°5′ „	4550	Codazzi	27,2	28,3	1,4	2,5
Cordilleras von Quito	0°0′	4824	v. Humboldt	27,7	28,6	0,3	1,2
Cordilleras von Chili	15° S.	4853	Pentland	—	—	—	—
Chili, Andes d. Küsten	41—44°	1832	Darwin	—	—	—	—
Magellanstrasse	53—54°	1130	King.	5,4	10	—0,9	3,7

228. Die fortwährende Vermehrung der Schneemassen an den höheren Gebirgen hat endlich zur Folge, dass dieselben durch ihr eigenes Gewicht, durch Winde und Lawinen über die Abhänge herabgedrängt werden und in die Thäler zwischen den einzelnen Bergen sinken. In den niedrigeren Gebirgsgegenden angekommen werden dann diese Schneemassen, die sich im Winter noch durch

rabfallen des Schnees aus der Atmosphäre an Ort und Stelle ver-
ehren, in der wärmeren Jahreszeit geschmolzen, jedoch nur zum
eil, da ihre Grösse eine völlige Verwandlung in Wasser verhin-
rt. Das an der Oberfläche während des Tages gebildete Schmelz-
sser dringt zwischen die einzelnen Schneekrystalle ein und ver-
ndet sich beim nachmaligen Froste, welchen in den gedachten
gionen fast jede Nacht mit sich bringt, mit den Schneeflocken,
durch diese in Körner von durchsichtigem Eise verwandelt wer-
n. Wegen der vielen Luftblasen aber, welche das Schmelzwasser
s Schnees enthält, kann die Oberfläche nicht sogleich zu einer
mpacten Eismasse werden. Durch erneuerte Einwirkung der
nne schmelzen indess die kleineren Eiskörner wieder und ver-
össern durch nachheriges Gefrieren die bereits stärkeren, indem
h ihr Schmelzwasser mit den letzteren verbindet. Durch Wie-
rholung dieses Vorganges bilden sich immer grössere Eiskörner,
e allmälig mit ihren Unregelmässigkeiten ineinandergreifen und so
ne mehr oder weniger zusammenhängende Eismasse gewähren,
e durch neu in die Zwischenräume eindringendes und hier ge-
ierendes Schmelz- und Regenwasser immer compacter und in
rer Beschaffenheit dem gewöhnlichen Eise ähnlicher wird, was
m Theil auch dadurch geschieht, dass das eindringende Wasser
n Moment des Gefrierens sich ausdehnt und daher zur Schliessung
r vorhandenen Zwischenräume beiträgt. In solcher Weise ent-
ehen die Gletscher (glaciers), nämlich jene Eismassen, die von der
nteren Grenze des ewigen Schnees in den Gebirgsthälern der ge-
ässigten und kalten Zone, mitunter bis zu einer beträchtlichen
iefe sich herab erstrecken. Je höher man steigt, desto kleiner
scheinen die Eiskörner, aus denen das Gletschereis sich bildet,
dass dieselben in einer Höhe von 8000 Fuss etwa die Grösse
n Erbsen zeigen. Hier bildet die Oberfläche des Gletschers nicht
ehr eine compacte, sondern eine lockere Masse, die man Firn
nnt; dieselbe wird immer kleiner und geht höher aufwärts allmä-
g in Schnee über. Diese Firnmasse, welche sich beim Herabsin-
en in Gletschereis verwandelt, entsteht auf die hervorgehobene
Weise aus dem Schnee. Kämtz hatte im Jahre 1843 Gelegenheit,
ie Bildung derselben zu verfolgen. — Die Oberfläche der Gletscher
t meist rauh und holprig, gewöhnlich etwas gewölbt, so dass sie
ach den Seiten gegen die einschliessenden Thalwände hin abschüs-
ig erscheint, was wohl von einem Abschmelzen herrührt, das nach

der Lage des Thales und der Steilheit seiner Wände verschieden sein wird.

Im Hinblick auf den angedeuteten Ursprung der Gletsche haben wir in deren Gesammtmasse alle Uebergänge von locker verbundenen Eiskörnern bis zu durchscheinendem festem Eise zu erwarten. Nach Beobachtungen von Agassiz [1]) besitzt das Gletscher-eis eine besondere Schichtung, von deren Dasein sich auch P. Merian [2]) überzeugte. In der Firnregion, am Lauteraarfirn z. B., ist die Eismasse in horizontal liegende Schichten abgetheilt, die wahrscheinlich aus den Schneeablagerungen der einzelnen Winter entstehen, und deren Absonderungen durch Staub und Sand, welche zur Sommerzeit von den entblössten Felswänden durch die Winde herabgeweht werden, bezeichnet sind. Jede Schicht würde demnach einen Jahrgang andeuten. Schon Hottinger und nach ihm de Saussure [3]) und Andere haben auf diese Schichtung des Firns hingewiesen. So wie der Firn thalabwärts in die eigentliche Gletscherregion gelangt, biegen sich die anfänglich horizontalen Schichten, indem sich dieselben von beiden Rändern gegen die Mitte einsenken. Das Ausgehende der Gletscher bildet einen Bogen, dessen Convexität thalabwärts gerichtet ist. Nebst dieser Schichtenabtheilung wird das poröse Gletschereis durchzogen von blauen Bändern dichteren Eises, die nach P. Merian [4]) während der kalten Jahreszeit durch das Gefrieren des das Gletschereis tränkenden Wassers entstehen sollen, so weit nämlich die Winterkälte in das Innere der Gletscher- und Firnmasse einzudringen vermag. Dieses Eis hat eine ganz übereinstimmende Beschaffenheit mit demjenigen, welches sich in künstlich gemachten und mit Wasser angefüllten Vertiefungen im Winter auf dem Gletscher bildet. Die blauen Bänder existiren schon in der Firnregion.

Liegt ein Gletscher auf einem gleichförmigen Grunde, so bildet er gewöhnlich eine flache ununterbrochene Masse. Fällt dagegen der Grund steil ab, oder bietet er sonst grosse Unebenheiten dar, so zeigt die Eismasse vertikale Spalten, die meist nach der Quere

---

[1]) Jahrb. v. Leonhard u. Bronn. 1843. S. 84 ff.

[2]) Poggend. Ann. Bd. LX. S. 441.

[3]) Voyage. §§. 514 u. 2015.

[4]) Poggend. Ann. Bd. LX. S. 441; s. Forbes: Bibl. univ. Genève. T. XLII. p. 352.

verlaufen. Die Breite dieser Spalten, die oft unter heftigem Krachen oder Knallen entstehen, ist sehr verschieden; hie und da beträgt sie nur wenige Linien, häufig aber auch einen bis mehrere Fuss. Ihre Tiefe ist ebenfalls sehr ungleich, kann aber bis auf den Grund des Gletschers hinabgehen. Aus den Spalten bläst nicht selten ein kalter Wind, der feine Eistheilchen mit sich führt; eine Erscheinung, die man Gletschergebläse nennt.

229. Beobachtungen haben gelehrt, dass die Gletschermasse sich langsam ihrem tiefsten oder vorderen Rande zu bewegt. Indem nun hier das Eis durch Abschmelzen sich vermindert, kann der Gletscher, wie man sich ausdrückt, wachsen oder scheinbar zurückgehen, je nachdem nämlich das Vorschreiten das Abschmelzen oder dieses jenes übertrifft. Die Gletschermasse folgt nun zwar, indem sie sich in einem längeren Thale abwärts bewegt, allen Krümmungen desselben, aber doch vorherrschend der Richtung des stärksten Druckes. Nach Agassiz beträgt die jährliche Bewegung des Aargletschers 220 Fuss, und nach Hugi war das Vorschreiten des Grindelwaldgletschers, Ende August 1842, in 24 Stunden gleich 12 bis 14 Zoll. Auf die Geschwindigkeit dieser abwärts gehenden Bewegung übt die äussere Temperatur einen merklichen Einfluss, dergestalt, dass sie mit dieser wächst und abnimmt. So ist die Bewegung nicht allein am Tage grösser als in der Nacht, sondern auch im Sommer schneller als im Winter. Befördert wird sie auch durch einen warmen Regen, durch eine Bedeckung mit Schnee aber verzögert. Die Geschwindigkeit wird überhaupt beschleunigt durch jede Ursache, welche die Wassermasse im Innern des Gletschers vermehrt, und verzögert durch jeden Umstand, der diese Wassermenge vermindert. Diese Abhängigkeit ergibt sich deutlich aus den Messungen, welche durch Forbes auf den Gletschern von Chamouni veranstaltet wurden. Das Minimum der Geschwindigkeit fällt in den Januar, das Maximum derselben auf das Ende des Juni.

In Hinsicht auf die Ursache des Fortrückens der Gletscher äusserte zuerst J. G. Altmann [1]) die Meinung, dass dasselbe in dem eigenen Gewichte der Eismasse auf einer schief geneigten Fläche begründet sein möchte. Dieser Ansicht stimmten Gruner [2]) und

[1]) Beschreib. der helvetischen Eisberge. 1751.
[2]) Die Eisgebirge des Schweizerlandes. 1760.

H. B. de Saussure [1]) bei, welcher letztere dieselbe weiter ausbildete. In Uebereinstimmung mit dieser Ansicht ist auch die Darstellung Kuhns [2]) über den Mechanismus der Gletscherbewegung.

Hiernach sind es vorzugsweise zwei Factoren, durch welche das Fortrücken der Gletscher bedingt ist, nämlich der abwärts wirkende Druck, der wieder abhängig ist von der Neigung der Bodenfläche und vom Gewichte der aufliegenden Eismasse, und die Grösse des an dem Boden stattfindenden Abschmelzens. Die Ursachen aber, welche das Abschmelzen an der unteren Fläche des Gletschers bewirken, sind nach P. Merian [3]) das von aussen in die Klüfte des Gletschers eindringende Wasser, die eindringende warme Luft, die Wärme des Erdbodens, und endlich die Quellen, die unter dem Gletscher entspringen. Das Abschmelzen wird thatsächlich bekundet durch die Höhlungen, die sich unter vielen Gletschern zwischen dem Boden und Eise hinziehen. — Als die wirksamste Ursache des Abschmelzens ist das an den Boden des Gletschers gelangende Wasser zu betrachten. Agassiz [4]) fand die Temperatur der kleinen Wasserrinnen und Bäche auf der Oberfläche der Gletscher immer sehr genau auf 0°, so lange sie auf reinem Eise flossen, wie hoch auch die Wärme der umgebenden Luft sein mochte; sobald sie aber auf der Oberfläche des Gletschers über Sand und Kies rieselten, stieg ihre Temperatur höher, bis zu + 0,6°. Eben so verhielt es sich mit dem in den oberflächlichen Vertiefungen des Gletschereises sich ansammelnden Wasser. Das an der Oberfläche entstandene Schmelzwasser wird also, wenn es durch die Klüfte des Gletschers abfliesst, zum Abschmelzen des Eises beitragen. In viel höherem Maasse muss dies aber bei dem Wasser der Fall sein, welches über die vom Schnee entblössten, den Gletscher einschliessenden Thalwände demselben zuströmt und unter seine Masse sich versenkt. In ähnlicher Weise wirkt das auf die Oberfläche des Gletschers herabfallende und von den Seiten ihm zufliessende Regenwasser. Aus einigen Beobachtungen von Bischof [5]), Ennemoser und Agassiz lässt sich entnehmen, dass die unter den Gletscher gelangenden Wasser

---

[1]) Voyag. de les alp. 1803. T. I.

[2]) Hopfners Magazin. 1787. Bd. I. u. Nachtrag Bd. III.

[3]) Verhandl. der Naturf. Gesellsch. in Basel. 1843; Poggend. Ann. Bd. LI. S. 417.

[4]) Etudes sur les glaciers, avec atlas. 1840. p. 206.

[5]) Wärmelehre des Erdkörpers etc. S. 109.

icht unter allen Umständen ihren Temperaturüberschuss über 0° ollständig ausgleichen, bis sie am Ende des Gletschers wieder zu age kommen. Freilich können die Schmelzwasser auch im günigsten Falle nur mit einem geringen Temperaturüberschuss über ° an den Boden des Gletschers gelangen. Sämmtliche in den letscher dringenden Wasser werden indess nach den tiefsten Stellen treben, und sich endlich hier gemeinschaftlich als ein kleiner Fluss rgiessen. Ueber demselben hat sich im Gletscher gewöhnlich ein Eisgewölbe gebildet, oft von beträchtlicher Höhe und Tiefe, welches jedoch seine Form und Grösse mit dem Ab- und Zunehmen der Stärke des Gletscherbaches ändert. Die Gletscherbäche strömen am schwächsten im Winter, am stärksten, wegen der höheren Temperatur, im Frühling und Sommer.

Gewiss wird die in den Zwischenräumen des Gletschers enthaltene, auf 0° stehende Luft das Bestreben haben, sich mit der äusseren, zur Sommerzeit stärker erwärmten Luft ins Gleichgewicht zu setzen. Dieselbe wird in den abwärts geneigten Canälen in die Tiefe sinkend aus den unten liegenden Oeffnungen hervorströmen, während die wärmere äussere Luft durch die höher gelegenen Oeffnungen eingesogen wird, und, indem sie durch die Höhlungen des Eises dringt, zu deren Erweiterung durch Abschmelzung beiträgt. Wie bei den Luftströmungen der Bergwerke ist dieser Luftwechsel in den hohlen Räumen unter dem Gletscher um so stärker, je grösser die Temperaturdifferenz zwischen der äusseren und inneren Luft ist, also am stärksten während sehr heisser Tage. Wenn aber die Temperatur der äusseren Luft merklich unter 0° sinkt, so kann die Luftströmung auch im entgegengesetzten Sinne eintreten und erkältend im Innern des Gletschers wirken. Doch ist diese Wirkung ungleich beschränkter, weil der kalten Luft durch das Gefrieren des durchsickernden Wassers der fernere Zugang in das Innere des Gletschers verstopft wird; wozu noch im Winter die bedeckende äussere Schneehülle kommt, welche die Zugänge zu den Höhlungen der Gletscher von aussen ebenfalls verschliesst.

Gestützt auf das bekannte Factum, dass die Wärme des Erdkörpers von einer gewissen Schicht nach der Tiefe zunimmt, hält man es für wahrscheinlich, dass an allen Punkten der Erdoberfläche Wärme ausstrahlt, bei dem stattfindenden Vertheilungszustande freilich in so geringer Menge, dass sie die mittlere Lufttemperatur eines Ortes nicht merklich zu erhöhen vermag. Daher kann auch die

Abschmelzung, welche in Folge der Wärmeausstrahlung des E körpers unter den Gletschern stattfindet, nur einen verhältnissmä sehr kleinen Beitrag zu der Wassermasse der Bäche liefern, wel aus den Gletschern abfliessen. Dagegen kann die Erdwärme eine mehr mittelbare Weise abschmelzend auf die untere Flä der Gletscher wirken, nämlich durch die Quellen, welche unter d Gletscher selbst entspringen, und die, wenn sie aus einer beträc lichen Tiefe kommen, die höhere Temperatur der tieferen E schichten mit sich bringen. Diese Ursache des Abschmelzens indess eine durchaus locale, und kann da nicht mehr bestehen, w die Mitteltemperatur der Bodenoberfläche unter 0° liegt, mithin d Boden in einer gewissen Tiefe stets gefroren bleibt, und das atm sphärische Wasser daher nicht mehr eindringen kann.

Durch das Abschmelzen der unteren Fläche des Gletsche löst sich nun der Zusammenhang an allen Stellen, wo die Ma auf der Grundlage aufsitzt; es muss ein Zeitpunkt eintreten, wo d Druck von oben den Widerstand an der Grundfläche überwind und die Masse weiter gleitet. Sobald aber das Gleiten geschie vermehren sich durch Nachgiebigkeit der ganzen Masse die Ber rührungsstellen, der Gletscher greift wieder vollständiger ein in d Unebenheiten der Unterlage, der Zusammenhang mit derselb nimmt zu, bis er durch immer fortschreitende Abschmelzung wied geschwächt wird. So erlangt der Gletscher bei seiner Fortbewegu nie ein starkes Bewegungsmoment; die durch das fortwährende A schmelzen an der Grundfläche eingeleitete Bewegung wird eben allmälig durch die mit der Bewegung selbst wieder zunehmen Reibung gehemmt, und diese wieder ebenso allmälig vermindert Der Gletscher muss sich also mit nahe gleichmässiger langsam Bewegung fortschieben, so lange das Abschmelzen an der Bode fläche in gleichem Maasse stattfindet, und der Druck von oben a der geneigten Fläche derselbe bleibt. Auch ist leicht ersichtlich dass das Vorrücken im Sommer stärker als im Winter, und a Tage bedeutender als des Nachts sein muss. Die fortschreitend Bewegung des Gletschers wird sich vermindern müssen, wenn d Menge sowohl als die Wärme der in den Gletscher eindringende Wasser abnimmt. Ist die Abschmelzung gering, so kann auf ei geneigter Grundfläche ein Gletscher langsamer vorrücken als ei anderer von demselben Gewicht, der auf einer viel weniger ge neigten Bodenfläche ruht. Ist das Abschmelzen gleich, so muss

rdings unter sonst gleichen Umständen das Vorrücken auf einer hr geneigten Unterlage schneller von Statten gehen. Dass endlich Bewegung des Gletschers in der Mitte grösser als an den beiden tenwänden ist, hat wohl seinen Grund in dem stärkeren Druck in der Mitte des Gletschers mächtigeren Eismassen, und in der eren Menge der eindringenden Wasser, welche in Folge der gung des Bodens daselbst zusammenfliessen und eine stärkere chmelzung bewirken.

230. Nach einer anderen, von J. Scheuchzer [1]) aufgestellten, icht soll die Bewegung des Gletschereises Folge der ausdehnen- Gewalt sein, welche das in den Spalten und sonstigen Zwischen- men sich ansammelnde und daselbst gefrierende Wasser ausübe. dificirt und weiter ausgebildet wurde diese Ansicht durch Char- tier [2]) und Agassiz [3]). Dieselben reflectiren vorzugsweise auf den stand, dass das an der Oberfläche des Eises während der Som- rtage entstandene Schmelzwasser, wie auch das Regenwasser, die llosen feineren Haarspalten des Eises durchdringe und n, wenn es in den kälteren Nächten gefriere, durch seine aus- nende Gewalt den Gletscher abwärts treibe. Hiergegen erhob Merian den Einwand, dass das in die Haarspalten des Eises gende Schmelzwasser nur gefrieren könne, wenn das Eis eine rigere Temperatur als 0° besitze, wo dann das Wasser im ment des Eindringens sofort gefrieren werde [4]). Da aber im ren Erdboden die täglichen Wärmeänderungen der Atmosphäre bis auf eine geringe Tiefe bemerkbar sind, so könne die Er- tung während der Nacht auch nur bis zu einer geringen Tiefe das Gletschereis hinabreichen, und es müsse daher auch das in Zwischenräumen dieses Eises enthaltene Wasser flüssig bleiben,

---

[1]) Itin. alp. T. IV. 1723.

[2]) Essai sur les glaciers. 1841.

[3]) Etudes sur les glac. 1840.

[4]) Man findet hier Anlass, an die Versuche zu denken, nach welchen Wasser haarröhrchen (von Glas) beträchtlich unter 0° erkalten kann, ohne zu ge- ren (s. Philos. Magaz. Vol. XVIII. p. 105). Freilich bestehen die Wände jener rspalten aus Eis. Bringt man das Wasser in einem Haarröhrchen von Glas in ührung mit Eis, so gefriert dasselbe bei 0° C. Gleichwohl erfordert das Ge- ren in den Haarspalten des Eises eine merklich unter 0° liegende Temperatur, n die Temperatur des eindringenden Wassers merklich über 0° steht.

wenn die Oberfläche des Gletschers überfriere. Forbes [1]) hebt g die bezeichnete Ansicht die Thatsache hervor, dass auf einem eingetretener kalter Witterung schon mehrere Tage lang überfror Gletscher überall in der Tiefe von weniger als einem Fusse na Eis angetroffen wurde. Alle auf den Gletscher wirkenden Einflü sowohl die von oben als auch die von unten herkommenden, vorzugsweise erwärmende, welche die negative Temperatur inneren Gletschermasse auf 0° zurückzuführen streben. Ueber wird beim Gefrieren des Wassers die ganze sog. latente Wärme selben frei, wodurch die Temperatur des Eises erhöht und ferneren Gefrieren eine gewisse Grenze gesetzt wird. Agass selbst fand bei seinen Bohrversuchen im Jahre 1842 auf dem A gletscher die Temperatur bis in 200 Fuss Tiefe auf 0°. A zeigte ein während des Winters von 1841 auf 1842 in das Eis Aargletschers (beim Hôtel des Neuchatelois, in ungefähr 7500 Meereshöhe) 24 F. tief eingesenkter Thermometrograph keine tie Winterkälte als — 0,3° C. Endlich wäre auch bei einer Ausd nung, die in der ganzen Gletschermasse vorgeht, eher ein allseiti Aufquellen als ein merkliches Vorwärtsschieben des Gletschers erwarten. Indessen erkennt man, dass beide Ansichten, die el besprochene und in Nr. 229 erörterte, einander nicht gerade solut ausschliessen, obwohl der Factor, den die Ansicht von Ch pentier geltend zu machen sucht, im Vergleich zu den von je Ansicht hervorgehobenen Bewegungsursachen sehr zurücktritt manchen Seiten der Erscheinung gar keine Rechnung trägt. A sind Charpentier und Agassiz selbst von ihrer Ansicht zurückgeko men [3]). Sieht man aber die Ursache der Gletscherbewegung in Wirkung der Schwere, und zwar unter den in Nr. 229 näher wähnten Umständen, wozu noch der Druck der höheren Firn- Eismassen auf die tiefer gelegenen zu rechnen ist, so scheint dabei keineswegs nöthig, das Gletschereis, mit Rendu [4]) und Forl gewissermaassen als eine halbflüssige Masse (oder als eine zähe o halbstarre Flüssigkeit) zu betrachten. Die im Grossen sich kun

---

[1]) Bibl. univ. de Genève. T. XLII. p. 363; s. auch Ann. de Chim. et Phys. III. Sér. T. VI. p. 251, u. The glacier theory. Edinb. Rev. 1842.

[2]) Compt. rend. T. XV. p. 204 u. 736.

[3]) Bibl. univ. 1845.

[4]) Théorie de glaciers. 1840.

gebende auffällige Verschiebung der Gletschertheile scheint mehr eine Folge des Druckes zu sein, den die so bedeutende Masse auf sich selbst ausübt. Nach den Untersuchungen von A. und G. Schlagintweit [1]) kann dem Eise keine grössere Plasticität als den leicht prägbaren Metallen zugeschrieben werden. Die Meinung von einer wesentlichen Verschiedenheit des Gletscher- und Wassereises, wie sich letzteres im Winter auf Seen und Flüssen bildet, ist eine irrige.

231. In Hinsicht auf das Vorkommen der Gletscher bemerken wir noch, dass die mächtigsten den Polargegenden eigen zu sein scheinen. So werden die Thäler, welche sich von den Gebirgen Grönlands an die Küsten der Baffinsbay hinziehen, von Gletschern erfüllt, deren vertikaler vorderer Absturz nach Ross eine Höhe von nahe an 1000 Fuss erreichen soll. Der grösste Gletscher auf Spitzbergen ist 10 Meilen lang und 373 Meilen breit, die anderen sind meist viel kürzer [2]). Der vertikale Absturz der Gletscher gegen das Meer hin erscheint 100 bis 360 Fuss hoch, während das Eis der Gletscher, welche über die Küste hinaus vordringen, auf dem Wasser liegt; daher denn ein Theil der Eisberge in den Polarmeeren aus solchen Gletschermassen hervorgeht (s. S. 159). Das Innere Islands ist ebenfalls mit Gletschern reichlich erfüllt; auch Norwegen hat Gletscher, die im 67. Breitengrade von Sulitelma bis an die Küsten herabgehen. Im südlichen Polarmeere traf J. Ross, etwa im 78. Breitengrade, auf eine 150 Fuss hohe vertikal abgebrochene Eiswand, deren Gletschermasse sich von einer hohen Gebirgskette ins Meer herabzog. Die Gletscher der gemässigten Zone erstrecken sich nur an wenigen Punkten (Südspitze von Amerika) bis an die Küste herab. In der nördlichen Erdhälfte erscheinen sie, ausserhalb der Polarzone, nur unter besonderen localen Verhältnissen im höheren Gebirgslande. Von besonderem Interesse sind unter ihnen die in den Alpen, vorzugsweise in den Querthälern, erscheinenden, deren Anzahl sehr gross ist. Nur wenige dieser Gletscher haben eine Länge von weniger als einer Stunde, viele dagegen sind 6 bis 7 Stunden lang und $^1/_2$ bis 1 Stunde breit, bei einer Dicke von 100 bis 600 Fuss.

---

[1]) Physikalische Eigenschaften des Eises. 1850.

[2]) Latta, Edinb. phil. Journ. 1827; Martins, Bibl. univ. 1840; Scoresby, Account of the arctic regions. 1820.

f. Graupeln und Hagel.

232. Zur Zeit unbeständiger Witterung, im Winter und Frühling, wenn stürmische Niederschläge mit Sonnenschein wechseln, ereignet es sich, dass kleine, höchstens 1 bis 2 Linien im Durchmesser haltende, weisse Kügelchen aus der Atmosphäre herabfallen. Man nennt diese Schneekügelchen Graupeln oder Riesel (le grésil). Dieselben fallen im mittleren Europa am häufigsten im April und Mai in Begleitung von Regen oder Schnee. Elektrische Entladungen machen sich selten dabei bemerklich. Insgemein nimmt man an, dass die Graupeln aus zusammengefrorenen Schneeflocken entstehen, die in Folge einer, durch die Windverhältnisse bedingten rotatorischen Bewegung eine kugelförmige Gestalt gewinnen. In der That mag es sich so verhalten bezüglich der Graupeln, die mit dem Schnee untermengt herabfallen. Die mit dem Regen herabkommenden verrathen eine grössere Festigkeit, wie es denn auch unter auch solche gibt, die mit einer dünnen Eisschicht überzogen sind, während das Innere aus einem undurchsichtigen Schneekern besteht. Diese Graupeln möchten schon dem eigentlichen Hagel beizuzählen sein.

Die Hagelkörner, auch Schlossen genannt, besitzen einen weissen Schneekern, der mit einer Eisschale umgeben ist, welche nicht selten aus mehreren concentrischen Schichten besteht. Die Gestalt der Körner ist kugelig, die der grösseren birn- und pilzförmig, so dass man an einer Seite eine Spitze und an der gegenüberstehenden ein halbkugelförmigs Segment bemerken kann. Gar nicht selten hat man auch die Gestalt dreiseitiger Kugelsegmente beobachtet. Péron sah in Neu-Süd-Wales Hagelkörner von ganz regelmässig prismatischer Gestaltung, und Adanson [1]) fand in Paris solche, welche die Gestalt sechsflächiger, sehr stumpfer Pyramiden von 6 Linien Länge und 3 Linien Breite hatten.

Die Hagelkörner besitzen einen sehr ungleichen Durchmesser, welcher nach Muncke [2]) in mittleren Breiten höchstens $1^1/_2$ bis $1^3/_4$ oder 2 Zoll beträgt, so dass die grösseren Eismassen dieser Art aus der Vereinigung mehrerer Hagelkörner hervorgehen. Von Massen, welche die Grösse eines Hühnereies oder einer Faust hatten

[1]) Poggend. Ann. Bd. XIII. S. 346.

[2]) Gehler's physik. Wörterb. Bd. V. S. 32.

oder deren Gewicht $^1/_2$ Pfund und mehr betrug, haben wir sichere Nachrichten [1]). Im Uebrigen fehlt es nicht an Uebertreibungen.

Mitunter hat man im Innern der Hagelkörner auch feste Substanzen: Sandkörner, vulkanische Asche, Pflanzentheile u. dgl. m. gefunden, die wohl ohne Zweifel zur Zeit des Hagelwetters in der Atmosphäre schwebten und bei Bildung der betreffenden Hagelkörner als Ansatzpunkte dienten. Das Vorkommen dieser Substanzen in den Hagelkörnern hat nichts Befremdendes, ebensowenig ihr Vorkommen in der Atmosphäre, da ja durch Winde und Stürme eine Menge fester Theilchen in die Höhe gehoben wird; nur in Rücksicht mancher Stoffe kann es zweifelhaft sein, aus welcher Quelle sie der Atmosphäre zugeführt sind. Man könnte hier an einen meteorischen (kosmischen) Urpsrung denken, insofern man nämlich die betreffenden Stoffe auch in den sog. Meteorsteinen gefunden hat. Doch ist es fraglich [2]), ob die octaedrischen Körper von etwa 3 Linien Seite und 1 Linie Höhe, die man in Hagelkörnern, welche im August 1824 zu Sterlitamansk im Orenburg'schen Departement herabfielen, entdeckte und nach einer Untersuchung von Eversmann den Schwefelkiesen von Beresowsky gleichen sollen [3]) dahin zu rechnen sind.

Hin und wieder hat man auch das Wasser, welches geschmolzene Hagelkörner lieferte, auf seine chemische Beschaffenheit untersucht. So fand Mène [4]) in demselben Ammoniak, was nicht befremden kann, da die Atmosphäre diesen Stoff enthält.

233. In Rücksicht der Verbreitung des Hagels auf der Erdoberfläche hat sich ergeben, dass derselbe in den tiefer liegenden Gegenden zwischen den Wendekreisen eine sehr seltene Erscheinung ist. A. v. Humboldt [5]) weiss nur von einem Falle, wo es zwischen den Wendekreisen in einer Ebene, deren Höhe über dem Meeresspiegel unbeträchtlich ist, gehagelt hat. In Cumana, wo es auch selten regnet, ist der Hagel ganz unbekannt, während in Caracas, das einige hundert Klafter höher liegt, alle 4 bis 5 Jahre ein Hagel-

---

[1]) Kämtz, Lehrb. d. Meteorol. II. S. 499; Muncke am cit. O.

[2]) s. G. Rose: Poggend. Ann. Bd. VI. S. 80, Bd. XXVIII. S. 570.

[3]) Gilbert's Ann. Bd. LXXVI. S. 340.

[4]) Compt. rend. T. XXXII. p. 770. 913; Poggend. Ann. Bd. LXXXIV. S. 284.

[5]) Voyag. T. IV. p. 196, T. XI. p. 15. — Kleinere Schriften. 1853. Bd. I. S. 158.

f. Graupeln und Hagel

232. Zur Zeit unbeständiger W
Frühling, wenn stürmische Niederschlä
ereignet es sich, dass kleine, höch
messer haltende, weisse Kügelch
Man nennt diese Schneekügel
grésil). Dieselben fallen im
April und Mai in Begleit
Entladungen machen si
man an, dass die G
entstehen, die in F
rotatorischen B
der That mar
dem Schne
kommen
unter
sind
b

es daselbst
Pentland er-
üppel [1]) kommt
achtete man im
st die Erscheinung
afrika unter 31° 30'
ige Hagelwetter; und
er Hagel in Ostindien zu
N. Br. und in einer Höhe von
. Stürme nichts Seltenes.

uen Umstand, dass es zwischen den Wende-
öfter hagelt als in der Tiefe, spricht A. v. Hum-
aus, dass hier die Hagelkörner während de
schmelzen.

des hohen Nordens liegen nur spärliche Nachrichte
Scoresby [4]) ist auf seinen nördlichen Reisen nur selten vo
heimgesucht worden. Doch scheint es auf Grönland, nac
Beobachtungen von Ginge, öfter zu hageln.

Im Gegensatze zu den niederen Breiten scheint der Hagel
gemässigten Zone häufiger in der Tiefe als in höher gelegene
Gegenden vorzukommen. In Cressier über dem See von Neufcha
verhageln die Weinberge öfter, während es 1200 Fuss höher
Lignières am Abhange des Chaumont gleichzeitig regnet, und n
wenig oder gar nicht hagelt. Im hochgelegnen Thale von Trave
regnet es, wogegen es an den tiefer gelegenen Abhängen, wenn di
selben von den Gewittern berührt werden, hagelt. Ferner sin
bei Clermont in der Auvergne zwischen dem Mont d'or und Pu
de Dome Hagelwetter sehr selten, während die nahen, aber niedr
gelegenen Orte Blanzet, Chateaugué, Sayat jährlich von Hagelschaue
getroffen werden.

Es ist ein bekanntes Factum, dass manche Gegenden vo
zugsweise von Hagelwettern heimgesucht werden, während ande
wieder ganz frei davon zu sein scheinen. Nach einer Bemerku

---

[1]) Compt. rend. 1836. p. 50; Poggend. Ann. Bd. XXXVIII. S. 609.
[2]) Reisen. Bd. II. S. 175.
[3]) Philos. Transact. 1835. p. 190.
[4]) Account of the arctic regions. T. I. p. 424.

re [1]) soll in Ebenen, die am Fusse hoher Berge ge-
Hagel in einer gewissen Entfernung von den letzte-
häufiger auftreten als in anderen grösseren oder
en. Wo die Thäler der Alpen aus dem Ge-
nd steil umschliesst, hervorkommen, breitet
h zu einem Hügellande aus, welches gegen
Ebene erscheint. Solche Flächen in der
u fast jährlich vom Hagel getroffen. Am
. Alpen ziehen die Hagelwetter sehr häufig über
bei Ivrea und die Umgebungen der italienischen Seen,
jährlich Verwüstungen durch den Hagel herbeigeführt werden.
dagegen ist der Hagel in einigen Thälern der Schweiz, und zwar
in den meisten von West nach Ost ziehenden, so selten, dass oft in
20 Jahren keiner fällt [2]).

Dass das locale Vorkommen des Hagels mitunter durch dem Anscheine nach sehr geringfügige Umstände bedingt ist, zeigt recht auffällig der Ort Casalbero in der Provinz degl' Irpini in Neapel [3]). Dieser Ort war frei vom Hagelschlage, so lange ein gegen NW. befindlicher Bergrücken bewaldet war. Seitdem aber der Abhang beackert ist, hagelt es fast jedes Jahr.

Die eigentliche Hagelzone, worin der Hagel häufiger als anderwärts auftritt, liegt auf der nördlichen Erdhälfte zwischen 30° und 60° der Breite; besonders häufig ist derselbe zwischen dem 40° und 55°, worin jedoch, wie bereits bemerkt, wieder gewisse Striche und Gegenden vorzugsweise heimgesucht werden.

Für die Vertheilung der Hagelwetter im Jahre gibt Kämtz [4]) folgende Procentzahlen, die jedoch nicht blos die eigentlichen Hagelschläge, sondern auch die Niederschläge in der Form von Graupeln in sich fassen. Dies ist namentlich in Bezug auf England zu berücksichtigen, wo der eigentliche Hagel im Ganzen selten vorkommt.

---

[1]) Reisen. Bd. IV. S. 162.

[2]) s. Scheuchzer, Naturhistorie des Schweizerlandes. Bd III. S. 20; — L. v. Buch: Abhandl. der Berl. Akad. 1814. S. 74.

[3]) Dove, Meteorol. Unters. S. 69.

[4]) Meteorol. II. S. 507 ff.

	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
Frankreich u. Niederlande	32,8	39,5	7,0	20,7
Deutschland	10,3	46,7	29,4	13,6
England	45,5	29,5	3,0	22,0
Dänemark	12,2	45,5	14,6	27,6
Oestl. Europa (Russland)	9,9	35,5	50,6	13,0

234. Der eigentliche Hagel erscheint vorzugsweise im Sommer unter elektrischen Entladungen, die jedoch nicht nothwendig mit demselben verknüpft sind; in Abessinien hagelt es, nach Rüppel's Bericht, sehr oft, aber nie bei Gewittern. An eine bestimmte Tageszeit ist die Erscheinung des Hagels nicht gebunden, obschon es während der Nacht seltner als zu den übrigen Tageszeiten hagelt; das Maximum fällt auf den Nachmittag.

Insgemein sind die Hagelwetter auf einen verhältnissmässig kleinen Raum beschränkt, der jedoch nicht selten eine sehr bedeutende Längenausdehnung darbietet, Bemerkenswerth in dieser Beziehung ist besonders das Hagelwetter vom 13. Juli 1788, welches in kurzer Zeit ganz Frankreich bis nach Holland von Südwest nach Nordost in zwei parallelen Zonen oder Streifen durchzog. Der eine dieser Streifen war 4 Lieues (à 2300 Toisen), der andere 2 Lieues breit. Der Raum zwischen beiden Streifen, im Mittel 5 L. breit, hatte nur starken Regen, keinen Hagel; auch ostwärts von dem östlichen und westwärts von dem westlichen regnete es stark. Das Gewitter legte in der bezeichneten Richtung 16½ Lieues (10 geogr. Meilen) in der Stunde zurück; diese Geschwindigkeit war auf beiden Streifen dieselbe. Der Hagel dauerte an jedem Orte nur 7 bis 8 Minuten. Der Schaden, den dieses Hagelwetter anrichtete, wurde beiläufig bemerkt, auf nahe 25 Millionen Livres geschätzt. — Ein Gewitter, welches am 28. Juli 1835 [1]) eine grosse Strecke des südlichen Frankreichs mit bedeutendem Hagelschlage verwüstete, durchlief, vom Meere herkommend, binnen 4,5 Stunden eine Strecke von etwa 90 franz. Meilen.

235. Was die Wolken insbesondere betrifft, aus denen der Hagel herabfällt, so sind sie durch einen eigenthümlichen aschgrauen Farbenton, durch unregelmässige Anschwellungen auf der Oberfläche, durch vielfach zerrissene Ränder, und dem Anscheine nach durch

[1]) Compt. rend. 1836. p. 824. — Poggend. Ann. Bd. XXXVIII. S. 606.

grosse Dicke charakterisirt. Mitunter verrathen diese Wolken, die Sand- und Wasserhosen, einen traubenartigen Schlauch, her sich während des Fortganges tiefer herabsenkt und endlich die Erde berührt, ehe der Hagel aus ihm hervorbricht. Dass Wettersäulen nicht selten mit Hagel verbunden sind, haben wir Besprechung dieser Phänomene hervorgehoben. Auch hat man eilen vor dem Ausbruche des Hagelwetters zwei oder mehrere kenschichten übereinander bemerkt; daher es wahrscheinlich dass die eigenthümliche Färbung der Hagelwolken davon her- t, dass dieselben sich im Schatten der oberen Schichten be- n. Die Verdunklung bei Hagelwettern ist meist sehr bedeu- . Bevor der Hagelschlag beginnt, fallen einzelne, sehr dicke ntropfen, die wahrscheinlich geschmolzene Hagelkörner sind. Hagelschauer selbst dauert unter Begleitung von Blitz und Don- in der Regel nur wenige Minuten. Das Hageln erfolgt in sei- grössten Intensität gewissermassen stossweise, indem zwischen- h Pausen, die eine geringere Heftigkeit bekunden, wahrnehmbar Abgesehen von dem prasselnden Geräusch, welches die Ha- rner bei ihrem Auffallen auf verschiedene an der Erdoberfläche dliche Objecte verursachen, pflegt sich das Hagelwetter schon vor seinem Ausbruche durch ein eigethümliches Geräusch be- dlich zu machen. Dasselbe ist Folge verschiedener Luftströmun- und des Anstosses der Hagelkörner aneinander, so wie auch ihrer Reibung an der Luft. Lecoc, einst von einer Hagel- e umgeben, die jedoch grösstentheils über seinen Kopf hinweg- hörte deutlich ein verworrenes Geräusch als die Resultante un- ger partieller Geräusche, welche derselbe der Reibung der ein- n Hagelkörner an der Luft zuschreibt. Auch bemerkte er die lkörner in einer sehr raschen Rotationsbewegung begriffen, de- Richtung indess keineswegs für alle Körner eine gleichsinnige — Bemerkenswerth ist noch, dass fast alle Hagelwetter mit bedeutenden Temperaturerniedrigung verbunden sind.

236. In Anbetracht der elektrischen Entladungen, welche Hagelwetter gewöhnlich begleiten, hielt man früher namentlich Elektricität als den wirksamsten Factor bei Entstehung des Ha- Am bekanntesten unter den elektrischen Theorien ist die von [1]) aufgestellte. Nach derselben entsteht im Sommer, wo die

[1]) Opere. T. I., II. p. 353; Brugnatelli Giorn. di Fis. T. I. p. 81, 129, Gehler's Journ. Bd. VII. S. 67 u. 228.

Wolken sehr hoch aufsteigen und in sehr trockne Luftsc kommen, an der Oberfläche einer von der Sonne beschi Wolke ein lebhafter Verdunstungsprocess. Die entstandenen steigen in die Höhe, gelangen in noch kältere Luftschicht verdichten sich hier zu einer Wolke. So entstehen zwei übereinander. Die untere Wolke, worin die Wassertheilchen der Bindung der Wärme durch die Verdunstung gefrieren, gativ, die obere dagegen positiv elektrisch. Indem nun die g ten Eiskrystalle oder Schneeflocken zwischen diesen beiden in Folge wechselseitiger Abstossung und Anziehung, in ähl Weise wie die leichten Körper bei dem sog. elektrischen P tanze, hin und her geworfen werden und sich allmälig v neuer Niederschläge vergrössern, erlangen sie endlich ein deutendes Gewicht, dass sie durch die untere Wolke hindur der Erde hin fallen. Indessen hat man eine solche dem schen Puppentanze entsprechende Bewegung an den Hagel noch niemals wahrgenommen. Vornehmlich aber ist zu be dass der an der Oberfläche einer Wolke unter dem direct flusse der Sonnenwärme vor sich gehende Verdunstungspro Hagelbildung während der Nacht ausschliesst, obschon doc sächlich auch zu dieser Zeit Hagelwetter stattfinden. Uebrige man, auf dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft, die schen Erscheinungen, welche die Hagelwetter begleiten, nur was Secundäres auffassen, das mit dem eigentlichen Urspru Hagels nichts zu schaffen hat. Endlich erscheint im Hinb die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre weder die Ele noch ein Verdunstungsprocess in jenem Sinne erforderlich, Bildung von Eiskrystallen, welche das Material des Hagels zu erklären. Eben so unwahrscheinlich als die Volta'sche Hy ist eine derselben verwandte von Peltier [1]) aufgestellte Ansi

237. Eine andere Hypothese, die vielen Beifall erhielt von L. v. Buch [2]) dargelegt. An Orten, wo sich der Boden Einwirkung der Sonne stark erhitzt, entsteht ein aufsteigend strom, der den Wasserdampf zu beträchtlichen Höhen emp Hier wird derselbe tropfbarflüssig niedergeschlagen; und inde

---

[1]) Météorol. Observat. et recherch. expérim. sur les causes qui c à la formation des Trombes. Brux. 1841. p. 109 ff.

[2]) Abhandl. der Berl. Akad. 1814—15. S. 73.

sertropfen bei ihrem Herabfallen an ihrer Oberfläche lebhaft
ten, erkalten sie dermaassen, dass sie gefrieren. In den
i Luftschichten, die sie dann durchfallen, wird auf ihrer kal-
rfläche neuer Wasserdampf niedergeschlagen, der gleichfalls
und so die Hagelkörner vergrössert. Damit jedoch an der
he der herabfallenden Tropfen eine recht lebhafte Verdun-
nd demgemäss eine beträchtliche Kälte entstehe, ist es nach
forderlich, dass der aufsteigende Luftstrom gegen Seitenströ-
geschützt ist und zugleich die unteren Schichten unverhält-
sig erwärmt sind. Gleichwohl ist es sehr fraglich, ob unter
Umständen die Verdunstungskälte sich bis zum Gefrieren der
steigern kann. Ideler [1]) verlangt grosse Trockenheit in den
en, worin sich der Hagel zunächst bildet, und kältere Luft-
gen, welche wärmere Luftsäulen in bedeutender Ausdehnung
echen. Nach ihm entsteht der Hagel zwar auch in Folge
erdunstung an der Oberfläche von Wassertropfen, aber nicht
ganzen vertikalen Luftsäule bis zur Erdoberfläche, sondern
höheren unmittelbar unter der Wolke befindlichen Schich-
, weil sie sehr trocken sind, eben zur Entstehung der Hagel-
vermöge der lebhaften Verdunstung der durch diese Schich-
lenden Wassertropfen Anlass geben sollen. Allein auch so
rscheint die Buch'sche Hypothese sehr misslich. Mit Recht
n darauf hingewiesen, dass fertig gebildete Regentropfen beim
en wohl Eiskugeln, aber nicht die eigentlichen Hagelkörner,
einem undurchsichtigen Schneekern und einer mehr oder
durchsichtigen Eisschale bestehen, geben können. Aller-
allen zuweilen Eiskügelchen, die sich aber wegen ihrer Durch-
eit und auch sonst sowohl von den Graupeln als den wah-
gelkörnern unterscheiden, aus der Atmosphäre herab. Die-
entstehen aus Regentropfen, wenn diese bei ihrem Herabfallen
tiefere kalte Luftschicht kommen und hier gefrieren. Diese,
zen seltene, Erscheinung tritt nach Kämtz besonders dann
nn bei steigendem Barometer warme Südwinde plötzlich durch
ordwinde in der Tiefe verdrängt werden, oder auch, wenn
ötzlichem Thauwetter nach strenger Kälte ein Südwind das
ewicht erlangt (s. S. 339 f.).

) Poggend. Ann. Bd. XVII. S. 485. Unters. über den Hagel und die elek-
Erschein. in der Atmosphäre. Leipz. 1833. S. 69.

Die Buch'sche Hypothese verleiht dem Hagel einen fast zu localen Charakter. Zwar ist das locale Vorkommen des Hagels, wie es auf Grund bestimmter Thatsachen erfahrungsmässig gegeben ist, sehr wohl zu beachten; allein es ist auch zu bedenken, dass der Hagel sich nicht selten über eine sehr lang ausgedehnte Zone erstreckt, was nach der besagten Hypothese nicht so leicht denkbar ist. Doch wird in derselben ein bemerkenswerther Umstand hervorgehoben, nämlich der in Folge starker Erhitzung des Bodens aufsteigende Luftstrom, welcher für den Ursprung des Hagels nicht ohne Bedeutung sein möchte. Auch in der Volta'schen Hypothese finden wir ein bedeutsames Moment aufgeführt. Dies ist das Uebereinanderschweben zweier verschiedener Wolkenschichten, was man in der That vor dem Ausbruche des Hagelwetters mitunter beobachtet hat. Wir erwähnen in dieser Beziehung einige Beobachtungen von Lecoc [1]).

Am 28. Juli und am 2. August 1835 wurde die Gegend von Clermont von Hagelwettern heimgesucht. Zur letztgenannten Zeit befand sich Lecoc auf dem Puy de Dome, umgeben von den Wolken, die das Meteor bewirkten. Der seit dem Morgen herrschende Westwind hatte bald einige Wolken herbeigeführt, die einige Meter hoch über des Beobachters Kopfe fortzogen; indess kam die Sonne wieder zum Vorschein. Hierauf sah Lecoc andere Wolken vom Mont Dore sich ablösen und auf sich zueilen, getrieben von einem ziemlich heftigen Südwinde. So lange die beiden nun vorhandenen Wolkenschichten nicht übereinander schwebten, zeigte sich keine Spur von Hagel. Die obere Wolke erschien gleichförmig, die untere dagegen zusammengesetzt aus ungeheuren farbigen Flocken, welche in gleicher Richtung, aber in ungleichen Abständen und mit verschiedener Geschwindigkeit fortzogen. Von Zeit zu Zeit wurden sie durch Blitze sehr lebhaft erleuchtet, welche in Gestalt von Lichtfurchen von einer Flocke zur andern übersprangen. Zuweilen schien sogar ein langer Blitz in demselben Augenblicke den ganzen Raum zwischen dem Puy de Dome und dem Mont Dore zu durchzucken. Alles dies geschah in der unteren Dunstschicht. Niemals zeigten sich elektrische Funken in der Luftschicht zwischen den beiden Wolkenschichten. Weiterhin fiel Hagel aus den unteren

[1]) Compt. rend. 1836. p. 324. Ann. de chim. et de phys. T. LXI. p. 206. Poggend. Ann. Bd. XXXVIII. S. 606.

ken herab. Die Wolke, welche ihn ausschüttete, war an ihren dern gezähnt und verrieth daselbst eine schwer zu beschreide Wirbelbewegung. Es schien, als würde jedes Hagelkorn durch elektrische Abstossung fortgetrieben; die einen entwichen nach en, die anderen nach oben. Endlich flogen dieselben in allen htungen fort, und ohne Zweifel würden sie nach unzählig vielen htungen den Boden erreicht haben, wenn der Südwind, unter- des Westwindes, sie nicht alle nach Norden getrieben hätte. hdem die ungewöhnliche Bewegung, an welcher blos die vorde- Ränder der Wolken Theil zu nehmen schienen, fünf bis sechs uten gedauert hatte, hörte der Hagel auf, die Ordnung stellte wieder her und die Hagelwolke setzte ihren Weg nach Norden , dabei in der Ferne einige Striche Regen zeigend, welche kaum Boden zu erreichen, sondern sich vorher aufzulösen schienen.

238. Viel mehr Wahrscheinlickeit als die Ansichten von ta und Buch bietet eine dritte Ansicht über den Ursprung des gels, die schon von Franklin und Cotte angedeutet und später Muncke [1]) und dann von Kämtz [2]) weiter ausgebildet wurde. s zunächst die Graupeln angeht, so entstehen dieselben im Früh- , wenn der Boden, obwohl vom Winter her noch kalt, doch durch Strahlen der höher steigenden Sonne bedeutend erwärmt wird. e beträchtliche Menge Wasserdampf kann dann in die höheren gionen aufsteigen. Indem sich nun hier die mit Wasserdampf ättigten Luftschichten, in Folge eines Windstosses, mit käl- en Schichten mengen, wird der Wasserdampf zu Regen- pfen oder zusammenballenden Schneeflocken condensirt, welche der umgebenden kalten Luft zusammensintern. Je nach dem antitativen Verhältniss und der niederen Temperatur der beige- ngten kalten Luft wird aller Wasserdunst in Schnee und Grau- n, oder in letztere allein, oder Graupeln mit nachfolgendem Re- n verwandelt. Die ganze Wolke und mit ihr die obere kalte ft senkt sich herab, es entsteht ein kurz dauernder, nicht sehr figer Sturm, oder blos ein starker Wind, während die gefroren Theile ungeschmolzen auf die Erde kommen, insofern sie unrwegs nicht lange genug und in nicht sehr erwärmten Luftschich- n verweilen. — In Gegenden, wo die Atmosphäre sehr feucht ist, nnen sich nun auch im Winter öfter Graupeln bilden, wenn un-

[1]) Gehler's phys. Wörterb. Bd. V. S. 68 f.
[2]) Meteorol. Bd. II. S. 582 f.

gleich erwärmte Luftmassen plötzlich gemischt werden, und die Bildung der Kügelchen aus den Schneeflocken durch eine wirbelnde Bewegung der Luft begünstigt wird. Darum entstehen an der Westküste Europas so häufig Graupeln im Winter. Kämtz erwähnt, dass er bei den Graupelschauern im Winter öfter dieselbe Erfahrung, als bei den Wintergewittern, gemacht habe, dass nämlich das Barometer, welches bis dahin schnell gesunken war, mit dem Hagelschauer zu steigen begann; was wohl die Bedeutung hat, dass eine wärmere Luftmasse durch eine kältere verdrängt wurde.

Dem Hagelwetter im Sommer geht, wie Muncke hervorhebt, meist Windstille und eine ungewöhnlich schwüle Hitze bei sonst hellem Himmel voraus. In diesem Falle ist die Luft mit Wasserdampf fast gesättigt, mag sie denselben nun an dem Orte selbst, wo diese Witterung herrscht, aufgenommen haben, oder mag ihr derselbe aus entfernteren, wärmeren und feuchteren Gegenden zugeführt sein. Gewiss können die stark erwärmten, mit Wasserdampf gesättigten Luftschichten zu beträchtlichen Höhen aufsteigen, und, wenn die Schwüle und Windstille einige Zeit andauert, sich weit über die Schneegrenze, also in Gegenden erheben, deren Temperatur tief unter dem Gefrierpunkte liegt. Die emporgehobenen feuchten Massen sind dann von anderen, weit kälteren umgeben, worin sie sich über weit ausgedehnten Strecken eine Zeit lang ruhig oder langsam bewegt erhalten können. Allmälig geben sie jedoch an die kälteren Luftmassen Wärme ab; es entstehen die feinsten Dünste, welche den Himmel in der Form von zarten und flockigen Schneewolken (cirris) überziehen. Der Zustand dieser Dunstmassen kann auf verschiedene Weise aufgehoben werden; je schneller dies aber geschieht, desto bedeutender muss die Wirkung sein. Sobald in den oberen Theilen der besagten Dunstmassen eine rasche Verdichtung des Wasserdampfes stattfindet, entstehen innerhalb derselben eine Menge leerer Räume, welche ein Herabfallen der oberen sehr kalten Luftschichten zur Folge haben. Aber nicht allein die oberen, sondern auch die unteren Luftschichten können vermöge der leeren Räume, welche durch die Verdichtung des Dampfes entstehen, zu einer Bewegung veranlasst werden. Während die ersteren herabsinken, müssen die letzteren aufsteigen, was ein Fallen des Barometers mit sich führen kann.

Auch nach Kämtz ist, wenn im Sommer sich ein Hagelwetter ausbilden soll, grosse Ruhe in der Atmosphäre, namentlich in den

en Regionen derselben erforderlich; daher man denn auch dass die Wolken an Tagen, wo sich Hagelschauer bilden, ent- r völlig ruhig stehen, oder sich doch nur langsam bewegen, ich in der Tiefe vielleicht ein mehr oder weniger lebhafter Wind

Eine zweite Bedingung ist intensive Einwirkung der Sonne en Boden. Meist ist dann die Atmosphäre dem Zustande der ung nahe, die Hitze ist uns mehr oder weniger drückend, ob- das Thermometer keineswegs einen entsprechend hohen Grad Wärme anzeigt. Unter solchen Umständen gewinnt die Luft tarke Steigkraft; der aufsteigende Strom wird um so lebhafter, e Atmosphäre in den höheren Regionen eine Temperatur hat, die geringer ist, als es die Temperatur der Ebene und das Gesetz, es im Allgemeinen für die mittlere Abnahme der Wärme nach Höhe gilt, erfordert. Aus Erfahrungen von Brandes, La Pé- e, Schübler und Anderen entnimmt Kämtz, dass an Tagen, wo tter oder Hagelwetter entstehen, die Wärmeabnahme der At- häre nach der Höhe ungleich bedeutender als gewöhnlich sei. n nun der Wasserdampf mit Schnelligkeit in die Höhe steigt, nt er allmälig in Regionen, wo die Temperatur weit niedriger ls seine Spannkraft erfordert; so dass derselbe condensirt wer- muss. Die Wolken, welche der Bildung des Hagelwetters vor- hen, sind Schneewolken (cirri), die unter den obwaltenden Um- en schon in einer Höhe von 12000 Fuss entstehen können, da eine Temperatur von —25° C. zu erwarten ist. In Folge des erschlages findet nun zwar eine Temperaturerhöhung statt, in- die sog. latente Wärme des Dampfes bei der Bildung der Dunst- hen und der Eiskrystalle frei wird, wozu noch kommt, dass mit Lebhaftigkeit auf den Cirrus scheinende Sonne denselben rmt; allein diese temperaturerhöhenden Einflüsse werden wie- aufgewogen durch die Wärmeausstrahlung an der oberen Seite Wolke, auf welchen Umstand Gay-Lussac zuerst hindeutete. nfalls aber werden die Cirri in einer gewissen Höhe, wegen der schenden geringen Temperatur, nur in der Form von Schnee reten können (s. S. 303 f.).

Ist der Cirrus entstanden, so können die in die Tiefe sinken- Schneeflocken in den wärmeren Luftschichten sehr schnell ver- sten. Unter besonderen Umständen kann aber auch die Ver- stung dieser Flocken erschwert werden, und zwar dann, wenn Atmosphäre so feucht ist, dass sich Cumuli (Haufenwolken) bil-

den. In diesem Falle wird die Zahl und Ausdehnung der Luftströ immer grösser; es können, wenn das labile Gleichgewicht gest ist, kalte Luftmassen mit grosser Schnelligkeit in die Tiefe sink und die Condensation des Wasserdampfes begünstigen. Winde we den dann nach allen Richtungen wehen, wie es beim Hagelwett meist der Fall ist. Der zuerst herabfallende Hagel trifft noch a wärmere Luftschichten, so dass der auf seiner kalten Oberfläche si niederschlagende Dampf vielleicht noch die Gestalt eines Schne flöckchens annimmt; im weiteren Verlaufe aber, wenn die Atm sphäre theils durch den kalten Hagel, theils durch die tiefer herab sinkende kalte Luft dem Zustande der Sättigung näher gebracht is schlägt sich der Wasserdampf auf der Oberfläche der kalten Körne in grösserer Menge nieder und bildet um den undurchsichtige Schneekern eine durchsichtige Eisrinde. Das nächste Material de Hagelbildung besteht also in jenen tief unter den Gefrierpunkt er kalteten Federwolken (cirris), die beim Herabsinken wahrscheinlich die sehr kalten oberen Luftschichten nach sich ziehen, und aus de ren Eiskrystallen zuvörderst die weissen Schneekerne des Hagel hervorgehen, so dass dann die grösseren Eiskörper sich erst in de tieferen Schichten bilden.

Das wirkliche Hervortreten des Hagels erfordert sonach ausse den bereits oben angeführten Umständen noch eine hinreichend Temperaturerniedrigung, damit die in der Höhe gebildeten Körne während des Fallens nicht schmelzen können. In dem kalten Luft strome aber, welcher sich in die Tiefe stürzt und das Schmelze der Hagelkörner verhindert, sieht Kämtz auch den Grund des Ra selns und Rauschens, welches man in einer herankommenden Ha gelwolke hört, sowie des Herabsinkens der Wolken und der trau benförmigen Gestalt, welche dieselben häufig annehmen. Indesse erfordert dieser Strom, wenn er hinreichend wirksam sein soll, di Möglichkeit einer freien Ausbreitung, damit er die Luftmassen, wel che er vorfindet, leicht aus der Stelle verdrängen kann. Diese Massen werden in der Nähe hoher Bergwände weniger leicht aus weichen können, als da, wo sie auf keine solche Hindernisse stos sen; daher wird der Hagel in Uebereinstimmung mit den Erfahrungen von Saussure, in der Nähe steiler Berge nicht so bedeutend sein, al in einiger Entfernung davon. Doch erkennt man leicht, dass bei diesem Vorgange besondere Localverhältnisse einen so bedeutenden Einfluss üben können, dass es, wie Kämtz mit Recht bemerkt, kaum

sein wird, in dieser Hinsicht allgemeine Gesetze aufzu-

39. Das lokale Vorkommen des Hagels erscheint nun nach voriger Nr. mitgetheilten Ansicht nicht räthselhaft. Indessen ine vollständige Theorie des Hagels nicht allein seinen lo-harakter, sondern auch die nicht selten so bedeutende Er-ng desselben, die auf eine allgemeinere Ursache hindeutet, ären wissen. Erinnern wir uns des Hagelwetters, welches e 1788 sich in zwei parallelen Zonen fast über ganz Frank-streckte, während es in der zwischengelegenen Zone nur ark regnete, so erkennen wir in diesem Falle sowohl den : localer Umstände, als auch eine allgemeinere Gleichge-örung der Atmosphäre. Es ist, wie bereits Kämtz hervor-t hat, nicht wohl annehmbar, dass eine einzige Hagelwolke grosse Strecke zurücklegt, vielmehr ist hier an eine fort-nde Hagelbildung zu denken, in ganz analoger Weise, wie em gewöhnlichen Gewitter, das sich in bestimmter Richtung ner lang ausgedehnten Strecke entladet. Hier ist es ein fort-nder Wind, welcher auf seinem Wege durch Verdichtung des ärischen Wasserdampfes das Gewitter immer wieder von veranlasst, so dass denn auch die Geschwindigkeit, mit wel-as Gewitter fortschreitet, eben nur die Geschwindigkeit des ist. So verhält es sich mit den Gewittern, die auf der te unseres Horizontes auftreten und in Folge des plötzlichen gens einer wärmeren Aequatorialströmung durch einen käl-nördlichen Wind entstehen, und in Europa meist von SW. O. ziehen; ebenso mit den Gewittern, die auf der Ostseite reten, indem ein nördlicher Wind von oben herab durch eine Luftströmung plötzlich verdrängt wird. Wir werden hier-Besprechung der elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre licher zurückkommen; daher denn hier nur noch bemerkt ss wir die elektrischen Entladungen wie beim gewöhnlichen r, so auch beim Hagel lediglich als begleitende Folge der Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes zu be-n haben. Gesetzt nun beispielsweise, es mache sich im Som-plötzlich ein kälterer Nordwind, zunächst in den tieferen Schich-r Atmospsäre, mit Macht geltend; dann wird derselbe bei Fortschreiten in der wärmeren wasserdampfreichen Luft chläge bewirken, die je nach der besonderen Beschaffenheit

der Striche, welche von diesem Winde betroffen werden, entw als gewöhnliche Gewitter, d. h. als tropfbar flüssige Niederscl (unter Begleitung von Blitz und Donner), oder als Hagel ersche können. Letzteres mag nun eben da der Fall sein, wo vern der vorausgegangenen Witterungsverhältnisse, namentlich in F starker Einwirkung der Sonne auf den Boden, ein lebhaft auf gender Luftstrom Wasserdämpfe in eine Höhe geführt hat, wo selben zu Schneewolken verdichtet werden, die bei der bezeic ten Gleichgewichtsstörung der Atmosphäre herabsinken und Entstehung von Graupeln Anlass geben, welche dann auf ihrer O fläche in den tieferen bereits erkalteten Schichten neuen Wa dampf niederschlagen, der, indem er gefriert, eine Eisschale um undurchsichtigen Schneekern bildet. Dass bei dem Herabsinken Schneewolken auch noch anderweitige Luftströmungen entst können und müssen, ist leicht begreiflich; daher es denn auch Ursachen zu einer mannigfach rotirenden Bewegung der Hagelkö nicht fehlen wird.

Zu erwähnen ist hier noch, dass Olmsted [1]) die Entste des Hagels geradezu von einer plötzlichen Vermischung eines k ren Nordwindes mit einer wärmeren Aequatorialströmung in höheren Regionen der Atmosphäre abhängig macht. In diesen gionen könne ein mit Wasserdampf gesättigter tropischer Wi horizontaler Richtung nach höheren Breiten fortschreiten, ohne beträchtlich abzukühlen, und ebenso auch ein Polarstrom in se Zuge von Nord nach Süd seine tiefere Temperatur behaupten. Falle des Zusammentreffens beider Ströme würden aber, wen Temperatur des Polarstromes hinreichend niedrig sei, Rieselkö entstehen, die sich dann durch neuen Niederschlag des Wa dampfes auf ihrer Oberfläche zu Hagelkörnern gestalten kön und zwar von desto grösserem Umfange, je niedriger die Tem tur des kälteren Windes, je grösser der Fallraum dieser K sei, und je mehr Feuchtigkeit die Luft enthalte. — Diese An erscheint nun wieder zu allgemein, indem sie dem localen Cha des Hagels allzuwenig Rechnung trägt. Wenn auch in Rück der ungewöhnlichen Ausdehnung mancher Hagelwetter eine a meinere Gleichgewichtsstörung der Atmosphäre anzunehmen ist

[1]) Silliman, Americ. Journ. of science. T. XVII. p. 1; Schweigg del's Jahrb. Bd. LXI. S. 154; s. auch Löwe, Poggend. Ann. Bd. LXIX. S.

sogar wegen des gewöhnlichen Zuges der Hagelwolken von SW. nach NO. auf ein Verdrängen von Aequatorial- und Polarströmen hindeutet; so muss doch andrerseits das Hagelwetter auf den betreffenden Strichen schon vor seinem Ausbruche durch gewisse locale Umstände eingeleitet sein. Indess schliessen sich diese Ansicht und die von Muncke und Kämtz aufgestellte keineswegs aus; beide Ansichten lassen sich in der oben von uns bezeichneten Weise sehr wohl miteinander verbinden, wenn man nicht geradezu annimmt, dass der Hagel die unmittelbare Folge des Conflicts ungleich warmer Luftströmungen sei. Ein wärmerer in den höheren Regionen sich bewegender Aequatorialstrom kann wohl zur Bildung von cirris (Schneewolken) Anlass geben. In grösserer Mächtigkeit werden sich dieselben aber vorzugsweise über Gegenden bilden, wo in Folge starker Erwärmung des Bodens ein aufsteigender Luftstrom das Uebergewicht erhält. Macht sich nun in der Atmosphäre eine allgemeinere Gleichgewichtsstörung geltend, wie dies der Fall sein wird, wenn ein kälterer Polarstrom auftritt; dann werden unten Cumuli entstehen und die Cirri über jenen Orten sich in den tieferen Regionen zu Hagelwolken ausbilden (S. 367 f.), während der fortschreitende Polarstrom anderwärts nur wässerige Niederschläge in der Form gewöhnlicher Gewitter bedingt.

III. Aenderungen des atmosphärischen Luftdruckes (Barometerstandes).

240. Gelegentlich haben wir schon Veranlassung gefunden, auf die Veränderlichkeit des Luftdruckes an einem und demselben Orte der Erde hinzuweisen. Hierauf bezügliche Wahrnehmungen machte man bald nach Erfindung des Barometers. Beale beobachtete [1]) im Jahr 1666, dass das Barometer sowohl im Sommer als im Winter am Morgen und Abend höher als zur Mittagszeit stehe. Unter dem Aequator lehrten schon die Beobachtungen während eines Tages, dass innerhalb dieser Zeit zwei höchste und zwei niedrigste Barometerstände stattfinden. Auch für höhere Breiten ergab sich eine solche Periode, und zwar zunächst aus Beobachtungen,

[1]) Brewster, Edinb. Journ. of science. II. p. 385. T. IV. p. 390.

die Chiminello [1]) zu Padua von 1778 bis 1780 anstellte. Allgemeineres Interesse erlangte der Gegenstand durch A. v. Humboldt [2]), welcher in Cumana eine Reihe genauerer Beobachtungen gemacht hatte. Für Orte in höheren Breiten ist eine längere Beobachtungsreihe nöthig, um die Periode im Steigen und Fallen des Barometers erkennen zu können, weil dieselbe mit wachsender Entfernung vom Aequator immer mehr durch unregelmässige Veränderungen maskirt wird. Man beobachtet das Barometer von Stunde zu Stunde (in Deutschland etwa einen Monat hindurch), und nimmt dann das arithmetische Mittel aus allen zu derselben Stunde beobachteten Barometerhöhen. Es finden sich denn auch hier im Verlaufe eines Tages zwei Maxima und zwei Minima des Luftdruckes. Will man aber deren numerische Werthe genauer bestimmen, so müssen die bezeichneten Beobachtungen wenigstens ein Jahr lang fortgesetzt werden.

241. Es hat sich nun für die nördliche Erdhälfte im Allgemeinen ergeben, dass der Luftdruck des Morgens zwischen 3 und 5 Uhr ein Minimum erreicht, von hier an steigt bis etwa gegen 10 Uhr Morgens, wo ein Maximum eintritt, dann wieder abnimmt bis zu einem zweiten Minimum gegen 4 Uhr Nachmittags, um von hier an bis gegen etwa 10 Uhr Abends zu steigen; von diesem zweiten Maximum an findet dann wieder eine Abnahme bis zum schon erwähnten Morgenminimum statt. Die Wendestunden dieser täglichen regelmässigen Periode erscheinen im Jahresmittel unabhängig von der Breite, was sich aus einer von Kämtz [3]) zusammengestellten Tabelle entnehmen lässt, worin für Orte verschiedener Breite die Eintrittspunkte der betreffenden Maxima und Minima, oder die sog. Wendepunkte, nach Stunden und Decimaltheilen derselben (von Mittag zu Mittag gerechnet) angegeben sind. Mit Ausnahme von Payata, Mexico und Åbo verrathen sich eben keine beträchtlichen Abweichungen. Nimmt man, abgesehen von den letzteren, aus sämmtlichen Beobachtungen das Mittel, so findet sich des Morgens ein Minimum um 4,09^h, ein Maximum um 10,18^h, ein zweites Mini-

[1]) Ephem. Soc. Met. Pal. 1784. p. 230; Schweigger's Jahrb. N. Folge. Bd. XVII. S. 154.

[2]) Voyage. p. 330; Tableau physique. p. 90; Schweigger's Jahrb. Bd. XVI. S. 438.

[3]) Lehrb. d. Meteorol. II. S. 268.

ı 15,75ʰ, und ein zweites Maximum um 21,62ʰ; also
ıı: ungefähr 10 Uhr Morgens und 10 Uhr Abends: und
a: etwa 4 Uhr Morgens und 4 Uhr Abends.

	Breite.	Min.	Max.	Min.	Max.	Beobachter.
ean	0	3,91ʰ	10,02ʰ	15,66ʰ	21,55ʰ	Horner
	2.26 N.	3,98	10,13	15,84	21,71	Caldas
	4.28 „	3,87	9,97	15,68	21,54	v. Humboldt
Bogata	4.36 „	4,01	10,05	15,73	21,52	Boussingault
	5. 6 S.	3,82	11,04	15,70	20,60	Freycinet
ıe	8.30 N.	4,12	10,38	16,06	21,81	Sabine
	10.28 „	4,26	10,58	15,97	21,68	v. Humboldt
	10.31 „	4,07	10,37	15,77	21,59	v. Humboldt
	10.36 „	4,00	10,23	15,41	21,24	Boussingault
	12. 3 S.	3,70	9,77	15,42	21,40	v. Humboldt
	12. 3 „	3,37	9,81	15,33	20,93	v. Humboldt
	13. 4 N.	5,38	10,07	16,10	22,12	Goldingham
	14.11 „	4,00	10,28	16,47	22,13	Kater
ıan	16° S.	4,15	10,31	15,97	21,70	Horner
	17.29 „	3,72	9,43	14,97	21,18	Simonoff
ıan	18° N.	3,97	10,31	15,64	21,37	Horner
	19.26 „	3,62	11,15	15,40	20,17	v. Humboldt
	22.35 „	4,67	10,45	15,42	21,84	Balfour
	22.54 S.	3,92	9,88	15,75	21,76	Dorta
	30. 2 N.	4,00	10,75	15,92	21,19	Coutelle
	45.24 „	4,39	10,59	16,16	21,96	Chiminello
	48. 8 „	4,04	10,03	16,07	22,13	v. Yelin
	51.29 „	4,20	10,18	15,37	21,50	Kämtz
	60.27 „	4,05	10,15	17,38	23,87	Hällström

verschiedenen Jahreszeiten führen, wie zuerst von Ra-
vorgehoben wurde, eine Verschiebung der Wendepunkte
n der Art, dass dieselben im Winter dem Mittag näher
im Sommer. Im Allgemeinen fallen die Wendepunkte
d Morgens) im Winter um ein bis zwei Stunden näher
ttag als im Sommer. Um den Einfluss der Jahreszeiten
en, müssen daher die bezeichneten Beobachtungen eine
he von Jahren hindurch fortgesetzt werden.

Der Spielraum der angeführten täglichen und zwar
en Schwankungen des Barometers wird ohne Zweifel um

---

m. de l'Instit. pour 1808. p. 103.

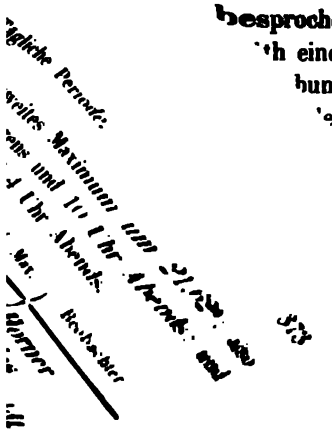
so grösser sein, je beträchtlicher die beiden Minima von den beiden Maximis differiren. Man suchte die Grösse dieses Spielraumes zu bestimmen, indem man den niedrigsten Barometerstand, den man während eines Tages beobachtet hatte, von dem höchsten desselben Tages subtrahirte. Humboldt empfahl zu diesem Behufe, das Minimum am Abend vom Maximum am Morgen abzuziehen. Bouvard[1]) ermittelte den Spielraum für Paris aus Beobachtungen, die von 1806 bis 1826 reichen. Den mittleren Barometerstand zu 756 Millimeter angenommen, ergab sich die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum des Barometerstandes am Morgen zu 0,756, und am Abend zu 0,373 Millimeter. Es ist also hiernach die Differenz zwischen den beiden Extremen Vormittags merklich grösser als für die, welche Nachmittags auftreten. Am meisten zutreffend gewinnt man die Grösse des bezeichneten Spielraumes nach einer Methode von Kämtz[2]). Man nimmt nämlich das Mittel sowohl aus den beiden Minimis als aus den beiden Maximis, und zieht beide Mittel voneinander ab. Freilich kann die Anwendung dieser Methode ein Hinderniss in dem Umstande finden, dass der Barometerstand zur Zeit des Minimums am Morgen nur an wenigen Orten durch directe Messungen bestimmt ist. Indessen lässt sich dieser fehlende Werth an Orten, für welche man drei oder mehrere den täglichen Gang des Barometers betreffende Beobachtungen besitzt, mit hinreichender Annäherung an die Wahrheit berechnen[3]).

---

[1]) Bibl. univ. XLI. 1829

[2]) Meteorol. II. S. 275. — Vorles. über Meteorol. 1840. S. 271.

[3]) Zu diesem Behufe bediente sich Kämtz einer Formel, die für die Bestimmung aller meteorologischen Elemente, denen eine gewisse Periodicität zukommt, von Wichtigkeit ist (s. Nr. 42). Rechnet man nämlich die Stunden vom Mittage (0 Uhr) bis 23, und bezeichnet man durch B_0, B_1, B_2, B_3, ... B_n die um 0, 1, 2, 3, ... nUhr beobachteten Barometerstände, so sind dieselben durch die Gleichung $B_n = B + a_1 \sin(n \cdot 15° + b_1) + a_2 \sin(n \cdot 30° + b_2) + \ldots$ miteinander verknüpft, wo man nach der Reihe die durch die Beobachtungen gegebenen Werthe von B_n und die zugehörigen Werthe von n zu setzen hat. Man erhält dann z. B. bei 5 Beobachtungen eben so viele Gleichungen, aus denen man die Werthe der 5 unbekannten Grössen B, a_1, a_2, b_1 und b_2 in bekannter Weise herleiten kann, so dass sich denn auch die Extreme auffinden lassen. Umfassendere Messungen in verschiedenen Gegenden der Erde zeigten in Rücksicht der Werthe von b_1 und b_2 eine solche Uebereinstimmung, dass es thunlich war, diese Werthe ein für allemal in die obige Gleichung zu setzen, anstatt sie jedesmal aus den wenigen Beobach-



besprochene Spielraum der täglichen Barometer-
'h eine Veränderlichkeit nach der geographischen
hung der Orte über den Meeresspiegel, und
'eren Breiten) auch nach den Jahreszeiten;
'sser als im Winter, und zeigt eine Ab-
Dass die täglichen Barometerschwan-
'ng als in der Tiefe befolgen, be-
'd. Alsdann folgten bestätigende
lem Rigi und von Horner in
'n Messungen von Kämtz in
und dem Faulhorn, wäh-
. Merian in Basel und Trech-
ach fand sich auf dem Rigi, der
ich liegt, Nachmittags bis gegen 5 Uhr
nahme des Luftdruckes wie in Zürich, aber
erschienen kleiner. Von der genannten Zeit (5
steigt das Barometer an beiden Orten, jedoch viel mehr
urich als auf dem Rigi. Nach dem Maximum am Abend nimmt
der Luftdruck an beiden Stationen nahe gleichförmig ab; allein das
Minimum am Morgen tritt in Zürich zwischen 3 und 4 Uhr, auf
dem Rigi dagegen fast zwei Stunden später, nämlich zwischen 5
und 6 Uhr ein. Während nun weiter das Maximum in Zürich etwa
gegen 8 Uhr erscheint, gibt sich auf dem Rigi eine Zunahme des
Luftdruckes gegen den Mittag hin kund, so dass das Maximum auf
dem Rigi erst um 2 Uhr Nachmittags auftritt. Aehnliches ergab
sich auf dem Faulhorn, wo das Morgenmaximum erst um 3 Uhr
Nachmittags zur Erscheinung kommt. Je höher ein Ort liegt, desto
mehr nähern sich die beiden Maxima des Barometerstandes dem

---

tungen herzuleiten. Durch Einführung der betreffenden Werthe von b_1 und b_2 ergab sich dann

$$B_n = B + a_1 \sin(n \cdot 15^\circ + 183^\circ\,0') + a_2 \sin(n \cdot 30^\circ + 154^\circ\,34').$$

Somit sind nur noch 3 unbekannte Grössen übrig, zu deren Ermittelung 3, etwa am Morgen, Nachmittag und Abend gemachte, Beobachtungen genügen, wornach sich denn auch leicht die Extreme bestimmen lassen. Das Gesagte bezieht sich auf den jährlichen Mittelwerth der täglichen Barometerschwankung; zur Auffindung der Verhältnisse einzelner Monate ist erforderlich, in die obige allgemeine Gleichung noch das Glied $a_3 \sin(n \cdot 45^\circ + b_3)$ einzuführen. Die Werthe der Hilfswinkel sind in verschiedenen Monaten ungleich.

so grösser sein, je beträchtlicher die beiden Minima von den beiden Maximis differiren. Man suchte die Grösse dieses Spielraumes zu bestimmen, indem man den niedrigsten Barometerstand, den man während eines Tages beobachtet hatte, von dem höchsten desselben Tages subtrahirte. Humboldt empfahl zu diesem Behufe, das Minimum am Abend vom Maximum am Morgen abzuziehen. Bouvard[1]) ermittelte den Spielraum für Paris aus Beobachtungen, die von 1806 bis 1826 reichen. Den mittleren Barometerstand zu 756 Millimeter angenommen, ergab sich die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum des Barometerstandes am Morgen zu 0,756, und am Abend zu 0,373 Millimeter. Es ist also hiernach die Differenz zwischen den beiden Extremen Vormittags merklich grösser als für die, welche Nachmittags auftreten. Am meisten zutreffend gewinnt man die Grösse des bezeichneten Spielraumes nach einer Methode von Kämtz[2]). Man nimmt nämlich das Mittel sowohl aus den beiden Minimis als aus den beiden Maximis, und zieht beide Mittel voneinander ab. Freilich kann die Anwendung dieser Methode ein Hinderniss in dem Umstande finden, dass der Barometerstand zur Zeit des Minimums am Morgen nur an wenigen Orten durch directe Messungen bestimmt ist. Indessen lässt sich dieser fehlende Werth an Orten, für welche man drei oder mehrere den täglichen Gang des Barometers betreffende Beobachtungen besitzt, mit hinreichender Annäherung an die Wahrheit berechnen[3]).

---

[1]) Bibl. univ. XLI. 1829

[2]) Meteorol. II. S. 275. — Vorles. über Meteorol. 1840. S. 271.

[3]) Zu diesem Behufe bediente sich Kämtz einer Formel, die für die Bestimmung aller meteorologischen Elemente, denen eine gewisse Periodicität zukommt, von Wichtigkeit ist (s. Nr. 42) Rechnet man nämlich die Stunden vom Mittag (0 Uhr) bis 23, und bezeichnet man durch B_0, B_1, B_2, B_3, ... B_n die um 0, 1, 2, 3, ... nUhr beobachteten Barometerstande, so sind dieselben durch die Gleichung $B_n = B + a_1 \sin(n \cdot 15^\circ + b_1) + a_2 \sin(n \cdot 30^\circ + b_2) + \ldots$ miteinander verknüpft, wo man nach der Reihe die durch die Beobachtungen gegebenen Werthe von B_n und die zugehörigen Werthe von n zu setzen hat. Man erhält dann z. B. bei 5 Beobachtungen eben so viele Gleichungen, aus denen man die Werthe der 5 unbekannten Grössen B, a_1, a_2, b_1 und b_2 in bekannter Weise herleiten kann, so dass sich denn auch die Extreme auffinden lassen. Umfassendere Messungen in verschiedenen Gegenden der Erde zeigten in Rücksicht der Werthe von b_1 und b_2 eine solche Uebereinstimmung, dass es thunlich war, diese Werthe ein für allemal in die obige Gleichung zu setzen, anstatt sie jedesmal aus den wenigen Beobach-

Der eben besprochene Spielraum der täglichen Barometerschwankungen verräth eine Veränderlichkeit nach der geographischen Breite, nach der Erhebung der Orte über den Meeresspiegel, und in unsere Zone (in mittleren Breiten) auch nach den Jahreszeiten; derselbe ist im Sommer grösser als im Winter, und zeigt eine Abnahme mit wachsender Höhe. Dass die täglichen Barometerschwankungen oben einen anderen Gang als in der Tiefe befolgen, bemerkte Daniell auf dem St. Bernhard. Alsdann folgten bestätigende Beobachtungen von Eschmann auf dem Rigi und von Horner in Zürich. Bestimmteres ergab sich aus den Messungen von Kämtz in den Jahren 1832 und 1833 auf dem Rigi und dem Faulhorn, während Horner in Zürich, Gautier in Genf, Merian in Basel und Trechsel in Bern beobachteten. Hiernach fand sich auf dem Rigi, der etwa 4000 F. höher als Zürich liegt, Nachmittags bis gegen 5 Uhr war eine ähnliche Abnahme des Luftdruckes wie in Zürich, aber die Variationen erschienen kleiner. Von der genannten Zeit (5 Uhr) an steigt das Barometer an beiden Orten, jedoch viel mehr in Zürich als auf dem Rigi. Nach dem Maximum am Abend nimmt der Luftdruck an beiden Stationen nahe gleichförmig ab; allein das Minimum am Morgen tritt in Zürich zwischen 3 und 4 Uhr, auf dem Rigi dagegen fast zwei Stunden später, nämlich zwischen 5 und 6 Uhr ein. Während nun weiter das Maximum in Zürich etwa gegen 8 Uhr erscheint, gibt sich auf dem Rigi eine Zunahme des Luftdruckes gegen den Mittag hin kund, so dass das Maximum auf dem Rigi erst um 2 Uhr Nachmittags auftritt. Aehnliches ergab sich auf dem Faulhorn, wo das Morgenmaximum erst um 3 Uhr Nachmittags zur Erscheinung kommt. Je höher ein Ort liegt, desto mehr nähern sich die beiden Maxima des Barometerstandes dem

---

gen herzuleiten. Durch Einführung der betreffenden Werthe von b_1 und b_2 erhält sich dann

$$B_n = B + a_1 \sin(n \cdot 15^\circ + 183^\circ\,0') + a_2 \sin(n \cdot 30^\circ + 154^\circ\,34').$$

mit sind nur noch 3 unbekannte Grössen übrig, zu deren Ermittelung 3, etwa i Morgen, Nachmittag und Abend gemachte, Beobachtungen genügen, wornach h denn auch leicht die Extreme bestimmen lassen. Das Gesagte bezieht sich auf n jährlichen Mittelwerth der täglichen Barometerschwankung; zur Auffindung der rhältnisse einzelner Monate ist erforderlich, in die obige allgemeine Gleichung ch das Glied $a_3 \sin(n \cdot 45^\circ + b_3)$ einzuführen. Die Werthe der Hilfswinkel sind verschiedenen Monaten ungleich.

so grösser sein, je beträchtlicher die beiden M… iefe auf-
Maximis differiren. Man suchte die Grö… ahrnehm-
bestimmen, indem man den niedrigster… Spielraum
während eines Tages beobachtet hatte … . In Zürich
Tages subtrahirte. Humboldt emp… gleichzeitigen
nimum am Abend vom Maximum … n Spielraum die
ermittelte den Spielraum für P… 0,119‴ betrug.
bis 1826 reichen. Den mitt… lung der mittleren
angenommen, ergab sich … Spielraumes für Orte
Minimum des Baromet… te, so ist nach dem Vorste-
Abend zu 0,373 Milli… niveau des Meeres erforderlich, in-
schen den beiden … er gelegenen Orte den aus den Beobach-
welche Nachmitt… pielraum um so viel zu vergrössern hat, als
die Grösse de… der Erhebung des Ortes weniger beträgt. Kämtz [1])
Kämtz [2]). … einer dieser Reduction die Formel $D = d + a\,(337{,}5''' - h)$.
Minimis … durch Beobachtungen bestimmten und auf das Meer zu
einande… Spielraum bezeichnet; D ist aber der gesuchte Spiel-
derni… des Meeres, h der herrschende Barometerstand auf
de… der betreffenden Höhe, 337,5‴ der Barometerstand am Meeresspie-
… und also $337{,}5''' - h$ die Abnahme des Barometerstandes vom
Niveau des Meeres bis zu jener Höhe. Der aus Beobachtungen ab-
zuleitende Coefficient a ergab sich als Mittel vieler Bestimmungen
zu 0,003413; daher hat man denn $D = d + 0{,}003413\,(337{,}5''' - h)$,
oder, wenn man den Barometerstand im Niveau des Meeres zu
760 Millimeter nimmt, $D = d + 0{,}003413\,(760''' - h)$.

Mittelst dieser Formel hat Kämtz den Spielraum für ein grosse Anzahl von Orten auf das Meeresniveau reducirt und m den beobachteten Werthen verglichen. Auch kann man den eine bestimmten geographischen Breite entsprechenden Spielraum a eine Funktion dieser Breite durch eine empirische Formel [2]) au drücken.

---

[1]) Vorles. über Meteorol. S. 296; s. auch Martius, Cours de météor 1843. und Bravais, l'Instit. 1842. p. 309.

[2]) Solche Formeln wurden aufgestellt von Hallström (Poggend. Ann. Bd. S. 270), Kämtz (Meteorol. II. S. 278) und Forbes (Edinb. Transact. XII. p. 18 Kämtz gab die Formel: $\Delta\,\varphi = -0''',1491 + 1''',0028\cos^2\varphi$, wo Δ die mittlere Grösse der tägl. Barometerschwankung unter der Breite φ bezeichnet

Das Ergebniss ist nun, dass der Spielraum der täglichen terschwankungen am Aequator am grössten ist und mit ader Breite abnimmt. Derselbe beträgt am Aequator nach rechnung von Kämtz im Mittel 1,011‴, während sich für tehenden Breiten die beigesetzten Werthe fanden.

Breite	Spielraum	Breite	Spielraum
5° 26′	1,00‴	45° 47′	0,35‴
12 38	0,95	48 1	0,30
17 52	0,90	50 16	0,25
20 45	0,85	52 33	0,20
23 55	0,80	54 33	0,15
26 47	0,75	57 17	0,10
29 28	0,70	59 47	0,05
32 0	0,65	62 25	0,00
34 26	0,60	65 13	— 0,05
36 46	0,55	68 17	— 0,10
39 4	0,50	71 45	— 0,15
41 20	0,45	75 55	— 0,20
43 34	0,40	81 48	— 0,25

ch verschwindet also der Spielraum in einer Breite von 63′, ir noch höhere Breiten stellen sich sogar negative Werthe as eine Veränderung der Wendepunkte im täglichen Gange ftdruckes bedeutet, dergestalt, dass die Maxima in Minima iese in jene übergehen. Wegen Mangel einer zureichenden von Beobachtungen für diese Breiten lässt sich darüber nit Evidenz entscheiden. Allerdings lassen die Beobachtungen rry zu Fort-Bowen (73° N. Br.), so wie die von J. Ross thia und noch einige, die sich auf die Polargegenden Europas siens beziehen, einen abweichenden Gang der Barometer-kungen im Vergleich mit denen in mittleren und niederen erkennen. Verschiedene Orte im Innern Sibiriens verrathen n entschiedenes Maximum und Minimum des Luftdruckes veitige Beobachtungen in höheren Breiten bieten keine sicheren chungspunkte dar. Aus Beobachtungen, die Ihle [1]) zu Kaafjord

[1]) Mitgetheilt von Reich in Poggend Ann. Bd. LVIII. S. 337.

bei Alten in Finnmarken (69° 58′ 15″ N. Br.) von 1839 bis 18 anstellte, hat man die Vermuthung entnommen, dass nur in d kurzen Tagen die stündlichen Schwankungen des Luftdruckes ve schwinden oder sich vielleicht umkehren, dagegen in den länger Tagen, in welchen die Sonne wirksam ist, noch zur Erscheinu kommen möchten.

244. Der mittlere Barometerstand eines Tages entspric ungefähr demjenigen, welcher um die Zeit des Mittags eintrit Man bestimmt denselben für einen gegebenen Ort gewöhnlich d durch, dass man das arithmetische Mittel aus den Barometerständ zur Zeit des Maximum am Morgen und zur Zeit des Minimum a Abend nimmt. Zu demselben Behufe kann man nach Kämtz d Mittel aus den Beobachtungen nehmen, die man um 6 Uhr Morgen und gegen 2 und 10 Uhr Abends, oder statt dessen um 7 Uhr Mor gens und gegen 2 und 9 Uhr Abends gemacht hat. Solche Be stimmungen des mittleren Barometerstandes der einzelnen Tag lassen sich, gehörig fortgesetzt, wieder zur Feststellung des mittlere Barometerstandes eines Monates benutzen. Bestimmt man aber d mittleren Barometerstände für die einzelnen Monate des Jahres, s erfährt man für den betreffenden Ort den mittleren jährliche Gang der Barometerschwankungen. So hat sich ergeben, dass d Luftdruck in niederen Breiten, an nördlich vom Aequator gelegen Orten, ein Maximum im Januar und ein Minimum im Juli erreich oder dass überhaupt das Barometer in den monatlichen Mitte steigt und fällt, so wie die Temperatur in ihrem jährlichen Gang ab- und zunimmt. Dieses Verhalten wurde bereits von L. v. Buch[1] erkannt, indem er fand, dass zwischen den Wendekreisen der Luf druck sich vermindert, sobald die Sonne sich dem Scheitelpunkt nähert. Das Gesagte findet sich zum grossen Theil in der nachste henden Tabelle bestätigt, die für die genannten Orte (auf der nörd lichen Halbkugel bis zur Breite von 30° etwa) die mittleren Bar meterstände der verschiedenen Monate enthält.

	Havanna.	Calcutta.	Benares.	Macao.	Cairo.
Januar	339,23‴	338,93	334,87	340,42	337,97
Februar	6,97	6,40	3,76	40,01	—
März	7,34	5,24	3,00	39,60	6,65

[1]) Poggend. Ann. Bd. XV. S. 385.

	Havanna.	Calcutta.	Benares.	Macao.	Cairo.
	336,72‴	334,17	331,29	337,76	336,95
	6,10	2,83	30,26	7,63	6,12
	7,20	1,63	28,54	5,71	4,43
	7,20	1,38	28,33	5,98	4,20
t	5,72	1,82	29,51	5,98	4,27
nber	5,78	3,29	30,69	7,89	5,44
r	6,10	4,80	2,63	8,40	6,77
ber	7,46	6,18	3,83	39,64	7,24
ber	8,51	7,30	4,94	40.74	7,71

In grösserer Entfernung vom Aequator befolgt der Luftdruck eine doppelte Periode (mit zwei Maximis und zwei Minimis), olgende Tabelle beispielsweise erkennen lässt.

	Paris.	Strassburg.	Halle.	Berlin.	Petersburg.
r	335,61‴	333,13	334,53	335,91	337,08
ar	5,13	3,45	4,00	5,93	8,28
	5,05	2,91	3,19	5,24	7,24
	4,53	2,45	2,90	5,22	7,43
	4,64	2,52	3,61	5,54	7,32
	5,27	3,41	3,67	5,56	6,83
	5,23	3,17	3,92	5,30	6,13
t	5,14	3,35	3,44	5,76	6,61
nber	5,03	3,63	3,99	5,31	7,43
er	5,02	2,98	4,93	5,42	7,27
ber	4,64	2,87	3,92	5,32	6,44
ber	5,56	2,70	4,29	5,83	6,91
r	5,05	3,05	3,87	5,53	7,08

Zwar ist auch an Orten höherer Breiten der Luftdruck im r grösser als im Sommer; aber der Gang desselben ist doch in anderer als für niedere Breiten. Wie man aus der Tabelle fällt die Grösse des Luftdruckes von dem Maximum im Winter dem Frühjahr hin, so dass für Paris, Strassburg, Halle und ein Minimum im April eintritt, worauf derselbe durch den er hin wieder grössere Werthe erreicht, die freilich nicht l dem Maximum im Winter gleich kommen. Der Herbst ver-

räth entschiedene Annäherungen an ein zweites Minimum (im vember). Für Petersburg jedoch bemerkt man in den Son monaten kein neues Ansteigen des atmosphärischen Druckes, mehr eine Verminderung desselben zur Zeit des heissesten Mo was noch mehr in Moscau, Kasan und noch entschiedener i tharinenburg, Barnaul, Irkutzk, Nertchinsk, Jakutzk, Udskoi auffälligsten aber in Peking und Chusan hervortritt. Im Inner Russland und Asien gibt es also ein Sommerminimum des sphärischen Druckes. Von Calcutta nach Madras hin wird di schon merklich schwächer, und rückt zugleich mehr nach Frühling hin.

245. Bisher war die Rede von den Aenderungen des druckes, die eine bestimmte Periode einhalten, und eben d periodische oder auch regelmässige Veränderungen genannt we im Gegensatze zu den unregelmässigen, die nicht perio auftreten und namentlich in den höheren Breiten jene ersteren decken. Ein Urtheil über den Umfang dieser Schwankungen man gewöhnlich dadurch zu gewinnen, dass man den Unter zwischen dem höchsten und niedrigsten Barometerstand in den zelnen Monaten des Jahres bestimmt und aus den für die 12 M des Jahres erhaltenen Werthen das arithmetische Mittel bere Die betreffenden Barometerbeobachtungen sind dabei mehrere hindurch fortzusetzen und aus den Differenzen, die sich auf di zelnen Monate beziehen, die arithmetischen Mittel zu nehmen also, dass man für jeden Monat aus den ihm zugehörigen Dif zen, welche die mehrjährigen Beobachtungen ergeben haben arithmetische Mittel zieht. Diese mittleren Werthe markiren Grenzen, zwischen denen die Schwankungen des Barometers i einzelnen Monaten stattfinden. Wird endlich aus sämmtlichen then, die so für die 12 Monate des Jahres erlangt sind, das genommen, so erfährt man den Spielraum der mittleren monat Extreme im Stande des Barometers, oder die von Kämtz sog. monatliche Barometeroscillation, die als ein Maass der unreg sigen Aenderungen des Luftdruckes gelten kann. Die sicherst thode zur Ermittelung des Umfanges der besagten Aenderunge Luftdruckes besteht, nach Kämtz, darin, dass man auf die un mässigen Barometerschwankungen im Laufe des Tages ref indem man die Grösse aufsucht, um welche das Barometer einer Beobachtung bis zu der Beobachtung zu derselben Ze

folgenden Tage steigt oder fällt. Das Mittel der 30 oder 31 im Laufe des Monats erhaltenen Grössen ist dadurch von allem Einflusse der Zahl der Beobachtungen oder der regelmässigen Oscillationen befreit.

Sehr geringfügig erscheinen die unregelmässigen Aenderungen des Luftdruckes in der Nähe des Aequators. Je mehr man sich aber von demselben entfernt, desto entschiedener treten sie auf. Nachstehende Tabelle, die sich auf Berechnungen von Kämtz [1]) stützt, gibt für die bezeichneten Zonen die mittlere monatliche Barometeroscillation. Die zweite Spalte führt die Zahl der Orte an, für welche die betreffenden Werthe, die zur Ermittelung der Oscillation dienten, bestimmt sind.

Breite.	Zahl der Orte.	Mittlere Barometeroscil.
0°—10°	1	1,32‴
10 —20	2	2,13
20 —30	5	3,74
30 —40	8	6,00
40 —50	25	9,23
50 —60	29	11,69
60 —70	6	13,68

Die Zunahme des Umfanges der unregelmässigen Barometerschwankungen mit wachsender Breite ist unverkennbar. Doch hat dieser Umfang nicht für alle Orte von gleicher geographischer Breite dieselbe Grösse; vielmehr bieten Orte von gleicher Breite, aber verschiedener Länge, mitunter sehr bedeutende Unterschiede dar, was freilich, wie wir später sehen werden, nicht befremden kann. An demselben Orte sind die unregelmässigen Aenderungen des Luftdruckes im Winter merklich grösser als im Sommer, wie folgende Tabelle erkennen lässt, deren Zahlen den Spielraum dieser Aenderungen in den einzelnen Monaten für verschiedene Orte angeben. Endlich hat sich noch aus einer vergleichenden Betrachtung verschiedener, ungleich hoch gelegener Orte ergeben, dass bei ungefähr gleicher geographischer Breite der Spielraum der unregelmässigen Schwankungen mit wachsender Höhe abnimmt.

[1]) Tabellen, welche für eine grosse Anzahl von Orten unter verschiedenen Breiten die mittleren monatlichen Barometeroscillationen enthalten, hat derselbe zusammengestellt in seiner Meteorol. II. S. 333.

	Santa Fé de Bogata	Bagdad	Rio Janeiro	St. Bernhard	St. Gotthard	Genf.	Mailand.	Padua.	Rochelle.	Cambridge Massachus.	Eyafiord Island
Januar	0,249	1,018	0,951	1,253	1,360	1,867	1,296	1,828	2,126	3,370	3,464
Februar	0,244	1,083	0,845	1,254	1,267	1,722	1,672	1,680	2,038	2,647	2,781
März	0,222	1,400	1,131	1,300	1,220	1,690	1,576	1,758	2,045	2,238	3,153
April	0,212	0,662	0,763	1,058	1,067	1,215	1,608	1,363	1,216	2,596	2,147
Mai	0,244	0,518	0,828	0,792	0,818	1,027	0,929	1,000	1,220	1,695	1,686
Juni	0,164	0,617	0,670	0,836	0,767	0,835	1,001	0,922	1,050	1,270	1,584
Juli	0,190	0,570	0,608	0,806	0,794	0,880	0,690	0,963	1,114	1,476	1,300
August	0,142	0,457	0,469	0,730	0,723	0,828	0,932	0,772	1,275	1,363	2,038
September	0,222	0,516	0,578	0,930	0,897	1,038	1,293	1,096	1,499	1,725	2,304
October	0,181	0,584	0,647	1,035	0,958	1,230	1,678	1,208	1,653	2,056	2,146
November	0,217	0,741	0,747	0,945	1,087	1,278	1,238	1,427	1,689	2,592	2,995
December	0,286	0,712	0,736	1,254	1,294	1,530	1,519	1,501	1,365	3,062	3,127
Jahr	0,214	0,740	0,748	1,000	1,017	1,262	1,286	1,293	1,524	2,174	2,394

In analoger Weise, wie man Orte gleicher mittlerer Tempe-
tur mit einander verbindet, um die Vertheilung der Wärme auf
r Erdoberfläche zu veranschaulichen, lassen sich auch, wie dies
n Kämtz [1]) geschehen ist, alle Orte derselben Erdhälfte, an denen
e mittleren Barometerschwankungen gleich sind, durch Curven in
rbindung setzen. Die so gewonnenen Linien nennt Kämtz iso-
rometrische, die wie die Isothermen an der Ostküste Amerikas
steigen, während ihr Lauf im Innern der Continente ein sehr
weichender ist; indem die Isothermen sich in Europa nach Süden
nden, steigen die isobarometrischen Linien noch stets gegen
n Pol hin.

246. Fragen wir nun nach den Ursachen der Barometer-
hwankungen, sowohl der periodischen als unregelmässigen, so
gegnen uns zunächst die wechselnden Temperaturverhältnisse, die
ne Zweifel auch wechselnde Dichtigkeits- und Druckverhältnisse
r atmosphärischen Luft mit sich führen. Die Meinungen älterer
hysiker über die Ursache der Barometerschwankungen unterwarf
e Luc [2]) einer kritischen Betrachtung und stellte dann eine eigene
nsicht auf, in welcher vorzugsweise der Wasserdampf als ursäch-
hes Moment hervorgehoben wird. Indessen zeigte de Saussure [3])
as Untriftige dieser Ansicht, die denn auch de Luc [4]) selbst später
ewissermaassen zurücknahm, ohne sie jedoch durch eine andere
len Erscheinungen besser genügende Ansicht zu ersetzen. Saussure
ah die Ursache der Barometerschwankungen in der Erwärmung
ler Atmosphäre, vor Allem in den Winden. So auch nach ihm
Ramond [5]), der zunächst auf die ungleichen Dichtigkeiten oder Ge-
wichte reflectirt, welche die Luftschichten und Luftsäulen durch
Temperaturänderungen gewinnen. Jede Temperaturänderung be-
wirkt einen Wind, welcher die Temperatur und Dichte seiner
Ursprungsstelle weiter trägt, indem die Oberfläche der Atmosphäre
sich stets ins Niveau zu setzen strebt. Steht nun die Sonne in
einem bestimmten Meridian, so erwärmt sie den Theil der Erde,

---

[1]) s. Meteorol. II. S. 389.

[2]) Modific. de l'Atmosph. §. 665. T. III. p. 229.

[3]) Hygrometrie. 1783. p. 326.

[4]) Idées sur la Météorol. II. 1787. p 129.

[5]) Mém. de l'Instit. 1808. p. 108. — Formule barom. 1811. — S. auch Daniell, Météor. essays. p. 251; Schweigger's Jahrb. N. Folge. Bd. XV. S. 162.

der in dem betreffenden Moment zwischen dem Orte ihres Auf- und Unterganges liegt. In Folge dieser Erwärmung wird die Luft ausgedehnt, und die Atmosphäre erlangt in dem betreffenden Raume eine grössere Höhe als in den benachbarten Gegenden. Daher fliesst die Luft dort ab und das Barometer sinkt, während es aufwärts vermöge der hinzugekommenen Luftmassen steigt. Inzwischen ist in einem der benachbarten Meridianräume die Luft noch von der Nacht her kalt, so dass denn hier, weil die Atmosphäre eine geringere Höhe hat, ein theilweises Ab- und Zufliessen der Luft stattfinden kann, während sie andererseits, nachdem die Zeit der grössten Tageswärme vorüber ist, erkaltet. Aus diesen Luftströmungen sollen nun die täglichen Maxima und Minima des Luftdruckes hervorgehen. Das Minimum am Morgen wird aus dem Umstande abgeleitet, dass zu der Zeit, wo es eintritt, östlich von dem betreffenden Orte das Minimum der Temperatur und demzufolge die geringste Höhe der Atmosphäre statthabe; daher denn dahin ein Theil der Luftmasse aus den westlicher gelegenen Gegenden strömen und also hier das Barometer sinken müsse. Ausserdem nimmt Ramond bei Ableitung der Barometerschwankungen noch auf die Richtung der Luftströmungen Rücksicht, je nachdem sie horizontal, schief oder vertikal geschehen. Bei horizontaler Bewegung der Winde bestimmt sich ihr Einfluss auf das Barometer aus der Differenz zwischen ihrer Dichtigkeit und derjenigen der verdrängten Luft. Bei schiefer oder vertikaler Bewegung kommt noch der Einfluss der Geschwindigkeit hinzu, womit die Strömungen auf- oder niedersteigen.

Ohne Zweifel hebt die Ansicht von Ramond einige Momente hervor, die für die Barometerschwankungen von Bedeutung sind, so namentlich die durch die Erwärmung bewirkte Ausdehnung der Luft, und den Einfluss der Winde überhaupt. Gegen die Art und Weise aber, wie nach dieser Ansicht die Maxima und Minima im täglichen Gange des Barometers zur Erscheinung kommen sollen, lassen sich begründete Bedenken erheben. Dabei ist von einem Factor, der auf den Stand des Barometers ganz gewiss Einfluss üben muss, völlig abgesehen, nämlich von dem Wasserdampfe der Atmosphäre. Die Ansicht von de Luc ist insofern wahr, als sie diesem Factor Bedeutung beilegt; sie irrt aber in Rücksicht der Erklärung, die sie davon gab, was freilich nicht befremden kann, da zu jener Zeit die Natur des Wasserdampfes noch nicht hinlänglich

ht war. Nach de Luc soll die atmosphärische Luft, indem leichteren Wasserdampf aufnimmt, an Gewicht verlieren und ometer daher vor dem Regen fallen und nach demselben steigen. Hört während des Regens die Ankunft feuchter sen auf, so nimmt der Regen die Dämpfe zugleich mit ge- Boden; es strömt seitlich trockne Luft hinzu, das Gewicht osphäre wird dadurch grösser, das Barometer steigt, und f daraus folgern, dass der Regen nicht lange anhalten wird. ist der Wasserdampf unter sonst gleichen Umständen spe- leichter als die trockne Luft; allein der in der Atmosphäre te Wasserdampf drückt als ein Gas, das er ist, in ganz ana- eise wie die trockne Luft auf das Quecksilber im Barome- r wenn er condensirt wird, sei es in der Form von Dunst- n oder soliden Tropfen oder Schnee, fällt sein Druck auf ometer fort. Hiernach ist die Ansicht de Luc's zu berich- so gewissermaassen umzukehren.

17. Sonach sind es zwei physikalische Factoren, welche in chselnden Intensität die Schwankungen des Barometers vor- e bedingen, nämlich der Druck der trocknen Luft als sol- d der Druck des ihr beigemengten gasförmigen Wasser- . Da indess die Entwickelung und der Bestand des Was- fes in der Atmosphäre von der Wärme abhängt, so können letztere insofern als die allgemeinste Ursache der Barome- nkungen betrachten.

er Einfluss des Wasserdampfes auf die periodischen Schwan- des Barometers ist von Dove mit Evidenz dargelegt. Ge- uf Beobachtungen, die Neuber in Apenrade an einem Baro- und Daniell'schen Hygrometer täglich zehnmal, vom Juni is Mai 1825, anstellte, bestimmte Dove [1]) nach einer von zusammengestellten Tabelle die Spannkraft (Elasticität) des ampfes für die einzelnen Beobachtungen und subtrahirte den . Linien ausgedrückten Werth der Spannkraft von der gleich- eobachteten Barometerhöhe, um den Druck der trocknen Zeit der einzelnen Beobachtungen zu erfahren. Eine wei- rechnung führte dann für die gesonderten Druckwirkungen serdampfes und der trocknen Luft im Mittel zu folgenden L.

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXII. S. 219 u. 493.

1. Wasserdampf.

		Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	F
Mittag	12	4,132‴	6,139	4,498	2,654	
	1	4,180	6,209	4,548	2,682	
	2	4,188	6,223	4,546	2,689	
	3	4,154	6,181	4,499	2,675	
	4	4,087	6,087	4,418	2,641	
	5	3,994	5,947	4,317	2,595	
	6	3,888	5,771	4,214	2,548	
	7	3,781	5,571	4,116	2,507	
	8	3,632	5,359	4,029	2,481	
	9	3,592	5,150	3,954	2,473	
	10	3,520	4,956	3,887	2,481	
	11	3,462	4,790	3,823	2,500	
Mitternacht	12	3,419	4,665	3,759	2,522	
	1	3,388	4,588	3,696	2,540	
	2	3,370	4,566	3,640	2,248	
	3	3,368	4,600	3,601	2,543	
	4	3,384	4,691	3,589	2,528	
	5	3,424	4,831	3,616	2,508	
	6	3,489	4,960	3,685	2,493	
	7	3,579	5,218	3,796	2,488	
	8	3,739	5,438	3,940	2,499	
	9	3,814	5,654	4,102	2.527	
	10	3,963	5,852	4,262	2,568	
	11	4,048	6,018	4,400	2,613	

2. Trockne Luft.

		Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	I
Mittag	12	332,057	330,081	329,746	333,759	3
	1	331,983	330,004	329,669	333,632	3
	2	331,949	329,983	329,639	333,588	3
	3	331,962	330,017	329,661	333,578	3
	4	332,021	330,107	329,729	333,607	3
	5	332,120	330,249	329,826	333,669	3
	6	332,245	330,433	329,977	333,690	3
	7	332,381	330,648	330,036	333,839	3
	8	332,593	330,881	330,058	333,911	3
	9	332,626	331,112	330,173	333,954	3
	10	332,712	331,325	330,203	333,961	3
	11	332,768	331,504	330,212	333,934	3
Mitternacht	12	332,797	331,634	330,224	333,946	3

		Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frühling.
N. Mittern.	1	332,803	331,707	330,236	333,825	335,319
	2	332,793	331,718	330,259	333,775	335,321
	3	332,772	331,666	330,292	333,745	335,291
	4	332,743	331,558	330,326	333,742	335,240
	5	332,704	331,402	330,349	333,764	335,170
	6	332,652	331,211	330,306	333,738	335,085
	7	332,583	330,998	330,313	333,837	334,987
	8	332,416	330,777	330,297	333,859	334,797
	9	332,390	330,563	330,127	333,856	334,769
	10	332,275	330,368	329,996	333,823	334,660
	11	332,159	330,204	329,866	333,766	334,558

3. Gesammtatmosphäre (Barometer).

		Jahr.	Sommer.	Herbst	Winter.	Frühling.
Mittag	12	336,189‴	336,220	334,244	336,413	337,849
	1	336,163	336,214	334,217	336,313	337,817
	2	336,137	336,206	334,184	336,277	337,786
	3	336,117	336,198	334,160	336,253	337,756
	4	336,108	336,194	334,146	336,248	337,745
	5	336,114	336,196	334,143	336,265	337,754
	6	336,134	336,205	334,191	336,238	337,786
	7	336,162	336,220	334,153	336,346	337,826
	8	336,224	336,240	334,088	336,392	337,973
	9	336,218	336,262	334,127	336,427	337,955
	10	336,231	336,281	334,089	336,442	337,994
	11	336,230	336,293	334,035	336,434	338,033
Mitternacht	12	336,215	336,299	333,982	336,468	338,042
	1	336,191	336,296	333,928	336,365	338,028
	2	336,163	336,283	333,899	336,322	338,001
	3	336,140	336,267	333,892	336,288	337,961
	4	336,127	336,249	333,915	336,270	337,925
	5	336,128	336,232	333,965	336,272	337,908
	6	336,141	336,171	333,990	336,232	337,883
	7	336,162	336,216	334,118	336,326	337,880
	8	336,154	336,215	334,237	336,359	337,800
	9	336,204	336,217	334,230	336,383	337,888
	10	336,211	336,220	334,248	336,390	337,886
	11	336,207	336,222	334,266	336,379	337,874

Man erkennt aus diesen Tabellen (1 u. 2), dass sowohl der Druck des Wasserdampfes als der der trocknen Luft im Laufe des Tages eine 24stündige Periode einhält, dergestalt also, dass

1. Wasserdampf.

		Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frü
Mittag	12	4,132‴	6,139	4,498	2,654	3,
	1	4,180	6,209	4,548	2,682	3,
	2	4,188	6,223	4,546	2,689	3,
	3	4,154	6,181	4,499	2,675	3,
	4	4,087	6,087	4,418	2,641	3,
	5	3,994	5,947	4,317	2,595	3,
	6	3,888	5,771	4,214	2,548	3,
	7	3,781	5,571	4,116	2,507	3,
	8	3,632	5,359	4,029	2,481	2,
	9	3,592	5,150	3,954	2,473	2,
	10	3,520	4,956	3,887	2,481	2,
	11	3,462	4,790	3,823	2,500	2,
Mitternacht	12	3,419	4,665	3,759	2,522	2,
	1	3,388	4,588	3,696	2,540	2,
	2	3,370	4,566	3,640	2,248	2,
	3	3,368	4,600	3,601	2,543	2,
	4	3,384	4,691	3,589	2,528	2,
	5	3,424	4,831	3,616	2,508	2,
	6	3,489	4,960	3,685	2,493	2,
	7	3,579	5,218	3,796	2,488	2,
	8	3,739	5,438	3,940	2,499	3,
	9	3,814	5,654	4,102	2,527	3,
	10	3,963	5,852	4,262	2,568	3,
	11	4,048	6,018	4,400	2,613	3,

2. Trockne Luft.

		Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frü
Mittag	12	332,057	330,081	329,746	333,759	334
	1	331,983	330,004	329,669	333,632	334
	2	331,949	329,983	329,639	333,588	334
	3	331,962	330,017	329,661	333,578	334
	4	332,021	330,107	329,729	333,607	334
	5	332,120	330,249	329,826	333,669	334
	6	332,245	330,433	329,977	333,690	334
	7	332,381	330,648	330,036	333,839	334
	8	332,593	330,881	330,058	333,911	334
	9	332,626	331,112	330,173	333,954	335
	10	332,712	331,325	330,203	333,961	335
	11	332,768	331,504	330,212	333,934	335
Mitternacht	12	332,797	331,634	330,224	333,946	335

	Jahr.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frühling.
ern. 1	332,803	331,707	330,236	333,825	335,319
2	332,793	331,718	330,259	333,775	335,321
3	332,772	331,666	330,292	333,745	335,291
4	332,743	331,558	330,326	333,742	335,240
5	332,704	331,402	330,349	333,764	335,170
6	332,652	331,211	330,306	333,738	335,085
7	332,583	330,998	330,313	333,837	334,987
8	332,416	330,777	330,297	333,859	334,797
9	332,390	330,563	330,127	333,856	334,769
10	332,275	330,368	329,996	333,823	334,660
11	332,159	330,204	329,866	333,766	334,558

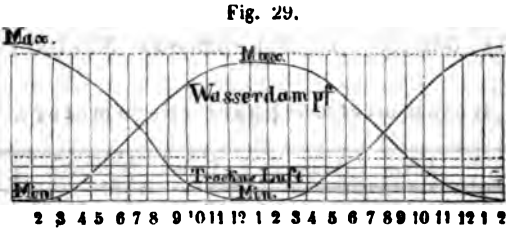
3. Gesammtatmosphäre (Barometer).

	Jahr.	Sommer.	Herbst	Winter.	Frühling.
12	336,189‴	336,220	334,244	336,413	337,849
1	336,163	336,214	334,217	336,313	337,817
2	336,137	336,206	334,184	336,277	337,786
3	336,117	336,198	334,160	336,253	337,756
4	336,108	336,194	334,146	336,248	337,745
5	336,114	336,196	334,143	336,265	337,754
6	336,134	336,205	334,191	336,238	337,786
7	336,162	336,220	334,153	336,346	337,826
8	336,224	336,240	334,088	336,392	337,973
9	336,218	336,262	334,127	336,427	337,955
10	336,231	336,281	334,089	336,442	337,994
11	336,230	336,293	334,035	336,434	338,033
acht 12	336,215	336,299	333,982	336,468	338,042
1	336,191	336,296	333,928	336,365	338,028
2	336,163	336,283	333,899	336,322	338,001
3	336,140	336,267	333,892	336,288	337,961
4	336,127	336,249	333,915	336,270	337,925
5	336,128	336,232	333,965	336,272	337,908
6	336,141	336,171	333,990	336,232	337,883
7	336,162	336,216	334,118	336,326	337,880
8	336,154	336,215	334,237	336,359	337,800
9	336,204	336,217	334,230	336,383	337,888
10	336,211	336,220	334,248	336,390	337,886
11	336,207	336,222	334,266	336,379	337,874

Man erkennt aus diesen Tabellen (1 u. 2), dass sowohl der des Wasserdampfes als der der trocknen Luft im Laufe jes eine 24stündige Periode einhält, dergestalt also, dass

während dieser Zeit für beide nur ein Maximum und ein Minim[illegible] stattfindet. Der Druck der trocknen Atmosphäre (Tab. 2) ist Jahr, eine Stunde nach Mitternacht am grössten, und um 2 [illegible] nach Mittag, also zur Zeit der grössten Tageswärme, am kleins[illegible] Dagegen erreicht der Druck der Dampfatmosphäre (Tab. 1) zur Zei der grössten Tageswärme seinen höchsten und gegen das Minimum der Tageswärme hin seinen kleinsten Werth. Stellt man den täglichen Gang des Druckes beider Atmosphären, der trocknen und feuchten, graphisch durch eine Curve dar, so wird letztere in Rück-

Fig. 29.



sicht der trocknen Luft ihren convexen Gipfel nach unten, für die Dampfatmosphäre aber nach oben kehren, so dass also zu derselben Zeit, wo der Dampfdruck sein Maximum erreicht, der Druck der trocknen Luft sich im Minimum befindet.

248. Es ist nun der theoretischen Erwartung ganz gemäss, dass der Druck der trocknen Luft im Laufe des Tages ein Maximum und ein Minimum erreicht. Indem nämlich mit steigender Sonne die Erwärmung eines Ortes zunimmt, wird die über derselben befindliche Luftsäule ausgedehnt und erhöht. Oben fliesst die Luft ab; der Druck der Säule auf das Quecksilber im Barometer wird geringer; dasselbe muss sinken. Freilich wird sich in der unteren Atmosphäre, während oben die Luft von der wärmeren Gegend nach der kälteren Umgebung abfliesst, eine Strömung im entgegengesetzten Sinne, nämlich nach dem Orte der grösseren Erwärmung hin geltend zu machen suchen. Allein das gestörte Gleichgewicht kann sich, so lange die Erwärmung für den betreffenden Ort dauert, nicht ebenmässig wieder herstellen, einmal weil die unten von entfernteren Punkten kommende Luft Zeit braucht, um in den Ort der Verdünnung einzuströmen, und dann, weil sie auf ihrem Wege dahin dem Einfluss der Erwärmung unterliegt und dadurch eine Tendenz zum Steigen erhält. Während aber das Barometer am Orte der stärkeren Erwärmung sinkt, muss in der weiteren Umgebung, welche die dort in den oberen Schichten abfliessende Luft empfängt,

ie Vermehrung des Druckes, also ein Steigen des Barometers be-
rkt werden. Sonach haben wir dem täglichen Gange der Wärme
mäss im Drucke der trocknen Luft ein Maximum und ein Mini-
um, letzteres zur Zeit der grössten Tageswärme, zu erwarten.
t zunehmender Erwärmung durch die Sonne steigert sich aber
ch die Entwickelung des Wasserdampfes, der zwar, sobald die er-
rmte Luft einen aufsteigenden Strom bildet, ebenfalls in die Höhe
führt, aber auch bald wieder ersetzt wird, wenn der betreffende
t, wie z. B. eben Apenrade, in der Nähe des Meeres liegt, wo
e reichlich mit Wasserdampf versehene Seeluft in den unteren
chten der Atmosphäre nach dem Lande strömt. So ist es denn
klärlich, dass gerade zur Zeit der grössten Tageswärme ein Ma-
mum des Dampfdruckes hervortritt, während der Druck der trock-
n Luft am kleinsten ist, so dass also beide zur selben Zeit im
tgegengesetzten Sinne auf das Barometer wirken.

Der Gesammtdruck, welchen das Barometer anzeigt, ist nun
e Resultirende aus den Wirkungen der trocknen Luft und des
asserdampfes. Unter Mitwirkung des letzteren geschieht es, dass
der täglichen Periode der regelmässigen Barometerschwankungen
ei Maxima und zwei Minima auftreten. Wenn die Sonne aufge-
gen ist, vergrössert sich die Menge des Wasserdampfes und die
sticität desselben; daher kann es geschehen, dass sich des Mor-
ns (etwa gegen 9—10 Uhr) ungeachtet der durch die Wärme
wirkten Ausdehnung und Erhebung der Luft ein Maximum des
rometerstandes herausstellt. Hiernach gewinnt aber bei steigen-
r Erwärmung die von der Verdünnung der Luft herrührende
rminderung des atmosphärischen Druckes das Uebergewicht über
e Vergrösserung der Spannkraft des Wasserdampfes. Die letztere
mmt bei steigender Wärme nicht so stark zu als der Druck der
ocknen Luft abnimmt, was ein Sinken des Barometerstandes und
s Minimum desselben Nachmittags zur Folge hat. Alsdann nimmt
i sinkender Sonne der Druck der trocknen Luft wieder zu; und
es bewirkt im Verein mit dem Drucke des Dampfes ein zweites
aximum des Barometerstandes in den Abendstunden (gegen 10
hr). Indem nun weiterhin der Druck des Wasserdampfes rascher
nimmt [1]), als der Druck der trocknen Luft zunimmt, und letzterer

[1]) In der Nacht kann eine Zunahme der Elasticität des Wasserdampfes in
lge des plötzlichen Hereinbrechens südlicher Winde stattfinden, was in nördlichen

überdies nach seinem nächtlichen Maximum eine Abnahme z
macht sich im Gesammtdrucke der Atmosphäre gegen den Mo
hin (4 Uhr) ein zweites Minimum geltend.

249. Bei genauer Beachtung der hier vorliegenden Ver
nisse ergibt sich nun fast von selbst, dass das Verhalten des Da
druckes in Rücksicht des Druckes der trocknen Luft nicht an
Orten der Erdoberfläche dasselbe sein kann, wie denn auch D
als er zuerst den Einfluss des Wasserdampfes im Hinblick
Apenrade darlegte, die Möglichkeit, ja Nothwendigkeit gewisser
dificationen mit Bestimmtheit andeutete und dieselben als abhä
von der Menge des vorhandenen Wassers und von der Lebh
keit des aufsteigenden Luftstromes erkannte [1]). Es ist ersich
dass Orte, die fern von grossen Wasseransammlungen im In
eines Continents liegen, und solche, welche nahe an der Küste
Meeres gelegen sind, die erheblichsten Unterschiede darbieten mü
Für jene Orte gibt es keinen bei Tage eintretenden Seewind,
ihnen Wasserdampf zuführt und also Ersatz für das gewährt,
den unteren Luftschichten durch den über dem Lande aufsteige
Luftstrom an Feuchtigkeit entführt wird. An solchen Orten
sich die Zu- und Abnahme des Druckes der trocknen Luft de
und Abnahme des Dampfdruckes anschliessen, da mit steige
Wärme sowohl die trockne Luft als der Wasserdampf verdünnt
gehoben wird, um oben abzufliessen, und also beide in ihren
kungen auf das Barometer eine Schwächung erfahren. „Daher
man für einen Ort des entschiedenen Continentalklimas zu er
ten [2]), dass das Maximum am Morgen für die ganze Atmosp
wegfallen wird, wie es bei Orten in der Nähe der See nur für
von der Elasticität des Wasserdampfes gesonderten Druck der tr
nen Luft stattfindet.“ So verhält es sich wirklich im Innern
riens, wie barometrische Beobachtungen an verschiedenen O
daselbst gelehrt haben. Catharinenburg, Barnaul, Slatust, N
schinsk bieten kein Morgenmaximum mehr, während Peters
und Bogoslowsk noch ein solches erkennen lassen. Durch E

Gegenden nicht selten der Fall ist. Dieser störende Einfluss verschwindet i
bei länger fortgesetzten Beobachtungen.

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXII. S. 483.

[2]) Dove, Repertor. d. Physik. Bd. IV. S. 259, u. Poggend. Ann. Bd. I
S. 177 ff.

on des Wasserdampfes finden sich aber die für Apenrade genenen Ergebnisse wieder. Die nachstehenden Tabellen beziehen auf engl. Zoll.

Petersburg.

	Barometer.	Elasticität d. Dämpfe.	Trockne Luft.	Temperat. R.
8	29,9721″	0,2142″	29,7579″	2,278°
10	,9762	0,2376	,7386	3,138
11	,9767	0,2560	,7207	3,822
2	,9725	0,2624	,7101	4,118
4	,9690	0,2526	,7174	3,694
6	,9673	0,2348	,7325	3,022
8	,9675	0,2148	,7527	2,244
10	,9679	0,1986	,7693	1,612
Oscill.	0,0094″	0,0638″	0,0592″	2,506

Catharinenburg.

8	29,0768″	0,1778″	28,8990″	—0,676°
10	,0763	0,1856	,8907	1,056
12	,0716	0,1816	,8900	2,454
2	,0678	0,1798	,8880	2,876
4	,0663	0,1796	,8867	2,456
6	,0673	0,1816	,8857	1,308
8	,0712	0,1856	,8856	0,300
10	,0732	0,1854	,8878	—0,802
Oscill.	0,0105″	0,0060″	0,0134″	3,678°

Slatust.

8	28,7608″	0,1939″	28,5667″	—1,435°
10	,7609	0,2024	,5585	0,530
12	,7554	0,2087	,5467	2,185
2	,7502	0,2123	,5379	3,018
4	,7492	0.2122	,5370	3,073
6	,7515	0,2087	,5428	1,998
8	,7551	0,2037	,5514	0,233
10	,7566	0,1917	,5649	—1,423
Oscill.	0,0117″	0,0206″	0297″	4,508°

Bogoslowsk.

	Barometer.	Elasticität der Dämpfe.	Trockne Luft.	Temperatur R.
8	29,3143″	0,162″	29,052″	—2,070°
10	,2163	0,185	,031	—0,535
12	,2153	0,206	,009	0,645
2	,2113	0,215	28,996	1,245
4	,2085	0,212	,996	0,995
6	,2103	0,197	29,013	0,135
8	,2113	0,183	,028	—0,950
10	,2150	0,166	,049	—2,195
Oscill.	0,0078″	0,053″	0,056″	3,440°

Nertschinsk.

8	27,7120″	0,151″	27,5610″	—5,030°
10	,7105	0,172	,5385	—3,160
12	,7080	0,193	,5150	—1,640
2	,7045	0,209	,4955	—0,615
4	,7038	0,213	,4908	—0,680
6	,7040	0,202	,5020	—1,365
8	,7063	0,185	,5213	—2,470
10	,7093	0,176	,5333	—3,595
Oscill.	0,0082″	0,162″	0,0702″	—4,415°

In Petersburg finden sich nach Kupffer dieselben Verhältnis wie in Apenrade, eben so, wie aus stündlichen und zweistündlich Beobachtungen hervorging, in Plymouth, Greenwich und Brüss Andere Orte, wie Prag, Halle, Mühlhausen, München, Ofen biet im Verhältniss ihrer grösseren Entfernung vom atlantischen Oce abweichende Erscheinungen, indem der täglich aufsteigende Lu strom mehr Wasserdampf in die Höhe führt als durch neue Ve dampfung ersetzt werden kann; daher die Curve, welche den Ga des Dampfdruckes an diesen Orten darstellt, an ihrem conve Gipfel eine concave Einbiegung erhält. Dagegen schliesst sich T ronto, das am Ufer des Ontario liegt und dem Einfluss der na gelegenen Wasserspiegel des Erie- und Huronsee's ausgesetzt ist, na Sabine [1]), viel mehr als Prag den Verhältnissen der Seeküste

[1]) Report of the Britisch Association 1844. p. 42.

Endlich hat Dove [1]) neuerdings eine Bestätigung seiner Ansicht über den besagten doppelten Einfluss der Atmosphäre auf die tägliche Periode der Barometerschwankungen auch für einen Ort der Tropenzone gewonnen. Aus barometrischen und psychrometrischen Beobachtungen, die Onnen zu Java anstellte, ergab sich, dass der Druck der trocknen Luft wie der des Wasserdampfes für sich in einem täglichen Gange nur ein Maximum und ein Minimum darbietet. Indessen zeigt sich nicht an allen Orten dieser Zone ein so einfacher Gang der Erscheinung, was in der That auch kaum zu erwarten ist. Nach einer Berechnung von Sabine, die sich auf Beobachtungen von Buist zu Bombay stützt, befolgt daselbst der Druck der trocknen Luft eine zwölfstündige Periode, in der Art also, dass innerhalb 24 Stunden zwei Maxima und zwei Minima eintreten; und zwar treffen die beiden Minima mit dem Zeitpunkte der grössten Intensität des Land- und Seewindes, die beiden Maxima hingegen mit dem Umsetzen des einen Windes in den andern zusammen. Ohne Zweifel sind es hier secundäre Ursachen, welche den complicirten Gang der Erscheinung bedingen. Die Hauptursache dieses Ganges möchte Dove in dem Umstande suchen, dass das hinter Bombay sich schnell hebende Land die bezeichneten localen Luftströmungen energischer hervortreten lässt, als in Buitenzorg (auf Java), wo der Land- und Seewind sich ebenfalls sehr regelmässig zeigt, ohne jedoch die primären Wirkungen zu verdecken. So ist nun zu erwarten, dass auch an anderen Orten durch derartige secundäre Wirkungen, welche im Gefolge seitlicher Strömungen auftreten, der einfache Gang der 24stündigen Periode, wie er dem täglichen Gange der Wärme gemäss erfolgen sollte, mehr oder minder auffallend verdeckt wird. Wo aber diese Periode zur Erscheinung kommt, wo innerhalb 24 Stunden ein Maximum und ein Minimum des Luftdruckes (letzteres zur Zeit der grössten Tageswärme) erfolgt, da wird ihre Grösse, d. h. die Differenz zwischen dem Maximum und Minimum um so beträchtlicher sein, je bedeutender die tägliche regelmässige Temperaturveränderung ist, mithin an demselben Orte von dem Winter nach dem Sommer zu wachsen, und vom Aequator nach dem Pole hin abnehmen. Demnach wird auch die Grösse der täglichen barometrischen Aenderungen, die sich auf die Gesammtatmosphäre beziehen, von der Grösse des Spielraumes der täglichen

[1]) Berichte der Berliner Akademie, 1846. S. 54 ff.

Wärmeänderungen abhängen. In Rücksicht des besonderen Einflusses jedoch, welchen die letzteren auf beide Atmosphären: die trockne Luft- und die Dampfatmosphäre haben können, sind sehr verschiedene Fälle möglich, die Dove [1]) nach den Hauptmomenten gesondert hat.

Die Grösse der täglichen barometrischen Aenderungen wird abnehmen, wenn die Elasticität des Wasserdampfes sich mehr steigert als die durch die Wärme bewirkte Ausdehnung und Erhebung der Luft. So verhält es sich in Hindostan im Sommer bei dem Eintreten des Südwestmousson, in Madras und an der ganzen Coromandelküste in den Wendemonaten October und November, wo bei dem Umsetzen des Mousson in die entgegengesetzte Richtung die heftigsten Regen herabstürzen. — Dieselbe Grösse nimmt dagegen zu, wenn die convexe Krümmung der Elasticitätscurve des Wasserdampfes in den heissesten Tagesstunden eine Einbiegung erhält; also je mehr man sich vom Meere aus in das Innere der Continente begibt, und an vielen Stellen dieses Ueberganges im Sommer, wo der lebhaft aufsteigende Luftstrom mehr Feuchtigkeit nach oben führt, als von unten her ersetzt wird. Unverändert bleibt jene Grösse, wenn der Dampfdruck eben so sehr wächst, als der Druck der trocknen Luft abnimmt, oder mit Bezug auf die graphische Darstellung, wenn die convexe Krümmung der Elasticitätscurve des Dampfes sich eben so sehr steigert, als die concave des Druckes der trocknen Luft. Es folgt hieraus sofort, dass der Spielraum der täglichen periodischen Barometerschwankungen selbst dann keine beträchtliche Aenderung erfahren wird, wenn auch die Aenderung für beide einzelne Atmosphären sehr bedeutend ist, falls sie nur für beide in demselben Maasse statt hat. Daraus erklärt es sich, dass die Grösse der täglichen Barometeroscillation sich an Orten der gemässigten Zone in der jährlichen Periode nicht so stark verändert, als es die Aenderung der thermischen Oscillation erwarten lässt.

Die früher erwähnten Abweichungen, welche der tägliche Gang des Barometers auf höheren isolirten Bergen im Vergleich zur Tiefe darbietet (S. 375), ergeben sich aus der mit der täglichen Wärmezunahme erfolgenden Erhebung der unteren Luftschichten, wodurch der Druck in der Höhe nothwendig verstärkt wird.

---

[1]) Ber. d. Berl. Akad. 1846. S. 69 ff.

250. Mit eben der Bestimmtheit wie in der täglichen Pe-
le macht sich auch in der jährlichen der Einfluss der Dampfat-
sphäre geltend. Sondert man den Druck der Dampfatmosphäre
dem der trocknen Luft [1]), so zeigt letzterer im Laufe des Jah-
dem Gange der Wärme gemäss, nur ein Maximum und ein
imum. Derselbe nimmt von dem kältesten nach dem wärmsten
at hin ab und erreicht im letzteren das Minimum, während der
ck der Dampfatmosphäre umgekehrt nach der wärmsten Jahres-
hin zunimmt. Beide wirken also in Hinsicht auf den Barome-
tand, der den Druck der Gesammtatmosphäre zur Erscheinung
gt, einander entgegen. In niederen Breiten überwiegt der Ein-
s der trocknen Luft. Die Differenz zwischen dem jährlichen Ma-
um und Minimum des Luftdruckes ist zwischen den Wendekrei-
im Allgemeinen grösser als in höheren Breiten; daher dort die
ch den jährlichen Gang der Wärme bedingte einfache Periode
Luftdruckes nicht so leicht durch den störenden Einfluss der
pfatmosphäre verdeckt werden kann; es wird der atmosphäri-
Druck vom Winter nach dem Sommer hin abnehmen, in dem
se als die Temperatur steigt. Im Wesentlichen ebenso verhält
ich im Innern grosser und wasserarmer Continente (Asien), in-
auch hier das, was der Gesammtdruck der Atmosphäre durch
thermische Ausdehnung der Luft verliert, nicht vollständig durch
mit steigender Wärme zunehmende Elasticität des Wasserdampfes
pensirt wird. Beispiele hierzu liefern Nertschinsk, Barnaul, Catha-
nburg, Bogoslowsk, Slatust. Dagegen wird in mittleren und höheren
ten überall, wo der Druck der Dampfatmosphäre sich nach der
neren Jahreszeit hin entschiedener geltend machen kann, eine
eite Periode im Steigen und Fallen des Gesammtdruckes her-
rten. So ist es im Allgemeinen in Europa, namentlich im mitt-
n und westlichen. Hier nimmt im Allgemeinen der Druck vom
imum im Winter bis zum April hin ab, steigt dann aber wieder
nöge des zunehmenden Druckes der Dampfatmosphäre in der
neren Jahreszeit und erreicht, im Herbste vom September an
ler abnehmend, für viele Orte im November ein zweites Mini-
n, um von da ab wieder ziemlich rasch zu steigen (S. 378 f.).
den Küsten des atlantischen Oceans gewinnt der Gesammtdruck

[1]) s. Dove, Poggend. Ann. Bd. LVIII. S. 181 f., 195 f.; Bd. LXXVII.
0, 883 ff.

durch die Zunahme der Elasticität des Wasserdampfes mehr, als er durch die Ausdehnung der erwärmten Luft verliert. So hat für Island, dem das entschiedenste Seeklima zukommt, die von Dove gegebene Curve, welche den jährlichen Gang des atmosphärischen Druckes darstellt, eine vollkommen entgegengetzte Gestalt von der im Innern Asiens. Europa bildet den Uebergang aus dem einen Extrem in das andere. Das südliche Europa verräth jedoch eine gewisse Modification bezüglich des oben bezeichneten barometrischen Ganges, nämlich für Orte, welche bei höchstem Sonnenstande in den rückwärts verlängerten Passat aufgenommen werden (S. 265 f.). In den vereinigten Staaten Nordamerika's verschwindet das Frühlingsminimum beinahe vollständig in einem bis zum April fast unverändert bleibenden Druck, wogegen das Maximum nach dem September hin dort wie in Europa zur Erscheinung kommt.

Der Gesammtdruck der Atmosphäre resultirt also aus dem Drucke der trocknen Luft und dem des Wasserdampfes. An allen Orten der heissen und gemässigten Zone nimmt die Elasticität der in der Luft enthaltenen Wasserdämpfe mit steigender Temperatur zu. Diese Zunahme von den kälteren nach den wärmeren Monaten ist in der Gegend der Moussons, besonders nach der nördlichen Grenze hin, am bedeutendsten, in Nordamerika aber in gleicher Breite erheblicher als in Europa. Der Druck der trocknen Luft nimmt dagegen von den kälteren nach den wärmeren Monaten hin ab. Das Minimum fällt überall in der gemässigten Zone auf den wärmsten Monat, daher in der Nordhälfte der Erde auf den Juli, in der Südhälfte auf den Januar oder Februar. Diese Oscillation ist am grössten an der Nordgrenze der nördlichen Moussons, auf der Südhälfte in diesem Gebiete überhaupt viel unerheblicher als auf der Nordhälfte, wo sie an den Küsten des Eismeeres noch bedeutend ist.

Nur die Nordwestküste von Amerika bietet eine Ausnahme von dem Gesetze des von den kälteren nach den wärmeren Monaten hin abnehmenden Luftdruckes. In Sitcha nämlich nimmt der Druck der trocknen Luft vom Winter nach dem Sommer hin zu, was von einer Vermehrung der drückenden Masse durch seitliche Zuflüsse herrührt. Die über Asien aufsteigende Luft fliesst im Sommer vorzugsweise in der Höhe nach dem Beringsmeer und dem nördlichen stillen Ocean ab. Eine Erklärung davon findet sich nach Dove, unmittelbar, wenn man den Gang der Isothermen des

nur mit dem des Juli vergleicht. Die concaven Scheitel der Isothermen bezeichnen im Allgemeinen die Punkte, über welchen die uft sich anhäuft.

Während sich nun in ganz Asien die barometrische Jahresrve bis in hohe Breiten hinauf (Baganida, Jakutzk) an die der ocknen Luft anschliesst, also der atmosphärische Gesammtdruck ne hohle (concave) Curve darstellt, die im Juli ihr Minimum erieht, ist in Sitcha die ganze Jahrescurve convex, was in Europa r auf höheren Bergen durch das im Sommer eintretende Aufhwellen der ganzen Luftmasse erfolgt.

251. In Hinsicht auf den mittleren Luftdruck im Niveau s Meeres haben wir schon früher (S. 35 ff.) hervorgehoben, dass selbe im Allgemeinen vom Aequator nach den Polen hin abnimmt d etwa zwischen dem 30. und 40. Breitenkreise ein Maximum reicht, von wo er weiter nach dem Pole hin wieder kleiner wird. er geringere Luftdruck unter dem Aequator kann nicht befremden, hier das ganze Jahr hindurch vermöge intensiver Einwirkung r Sonne eine bedeutende Auflockerung der Luft stattfindet. Um er jenes Maximum in der bezeichneten Breite zu erklären, hat an wohl mit Recht auf den Umstand reflectirt, dass daselbst die iden Passate, nämlich die von dem Aequator abfliessende und e zu demselben hinströmende Luft, sich begegnen, indem jener trom sich zu senken, dieser sich zu heben sucht, so dass eine nhäufung der Luft und demzufolge ein verstärkter Druck bewirkt rden muss. Die weitere Abnahme des atmosphärischen Druckes höheren Breiten wird aber, zum Theil gewiss, der verminderten asticität der Dampfatmosphäre zuzuschreiben sein. — Wir wissen, ss die Region der Calmen (Windstillen), die eben ein Ort verinderten Luftdruckes ist, mit der Sonne herauf- und herunterckt, obwohl in viel geringerem Grade als diese. Daher nähert h denn auch jeder Ort der Passatzone im Laufe des Jahres der ueren und der inneren Grenze der Passate, d. h. der Gegend hen und verminderten barometrischen Druckes. Folge davon ist, e Dove hervorgehoben, eine periodische Aenderung des atmohärischen Druckes jener Orte innerhalb der jährlichen Periode. grösser die bezeichnete Verschiebung ist, desto stärker wird die rometrische Curve des Ortes gekrümmt werden. Die grösste erschiebung und demzufolge die grösste barometrische Oscillation det sich in der Gegend der Moussons, wo der SO.-Passat als

SW.-Mousson der Sonne bis in die Breite von 30° folgt. Die Ursache dieses weiten Hinaufrückens sieht Dove in einem grossartigen aufsteigenden Luftstrome, der sich mit zunehmender nördlicher Declination der Sonne über der stark erhitzten compacten Ländermasse Asiens erhebt und den SO.-Passat als SW.-Mousson (s. Nr. 122) bis an den Abhang des Himalaya hinaufzieht, und wohl auch in Europa im Sommer jene constante westliche Windesrichtung (S. 182) von dem atlantischen Ocean her, der verhältnissmässig kühl bleibt, hervorbringen mag. Indem nun jene Gegend (Süd- und Centralasien) wegen des im Sommer daselbst aufsteigenden Luftstromes einen Ort verminderten atmosphärischen Druckes und somit gewissermaassen einen Anziehungspunkt für nebenliegende Luftmassen bildet, erscheint sie mit allen Kennzeichen der Calmenregion; die sich um einen in Amerika liegenden, mehr oder minder festen, Punkt dergestalt dreht, dass sie in ihrer weitesten Ausweichung nach Norden im Sommer bis nach Asien hineinfällt, im Winter aber nach Süden zurückweicht, wo dann der NO.-Mousson sich geltend macht und normale Verhältnisse wieder herstellt.

252. Die unregelmässigen, von den periodischen unabhängigen Schwankungen des Barometerstandes sind, wie zu erwarten, vornehmlich durch die unregelmässigen Temperaturänderungen bedingt. Je grösser für einen Ort die Temperaturwechsel sind, desto auffallender werden daselbst auch die unregelmässigen Barometerschwankungen hervortreten. Daher sind die letzteren unter höheren Breiten viel bedeutender als unter dem Aequator (zwischen den Wendekreisen), wo die nichtperiodischen Temperaturschwankungen, wegen der Constanz gewisser Winde, in viel geringerer Häufigkeit als dort vorkommen. Ebenso sind dieselben bei uns im Winter beträchtlicher als im Sommer, da diese Jahreszeit verhältnissmässig viel weniger als jene Temperaturschwankungen mit sich führt. Bedenkt man nun, dass der in Rede stehende Wechsel der Temperatur durch einen Wechsel der Winde bedingt ist, so erhellt, dass der letztere den allergrössten Antheil an den unregelmässigen Schwankungen des Barometers haben muss.

Den Einfluss der verschiedenen Winde auf den Barometerstand oder den diesen Winden entsprechenden mittleren Luftdruck bestimmt man, indem man aus allen Barometerständen, die bei demselben Wind an einem Orte binnen einer gewissen Zeit hervortraten, das arithmetisch

ittel nehm. Dies für die einzelnen Winde durchgeführt, ergab
e sog. barometrische Windrose des Ortes [1]). In solcher Weise
t man erkannt, dass das Barometer bei nördlichen Winden höher
eht als bei südlichen, was grösstentheils auf die Temperaturdifferenz
eser Winde zurückzuführen ist. Die südlichen Winde als die
ärmeren üben einen geringeren Druck aus, als die nördlichen käl-
eren. In Europa trifft im Winter der höchste Barometerstand mit
em Minimum der Wärme nahe bei NO., und das Maximum der
ätteren mit dem tiefsten Barometerstande nahe bei SW. zusammen.
nders verhält es sich im Sommer, wo bei dem Vorherrschen der
om atlantischen Ocean herwehenden Westwinde, der kälteste Punkt
r thermischen Windrose auf die Westseite, der wärmste hingegen

---

[1]) Wegen der erfahrungsmässig feststehenden Abhängigkeit des Barometerandes von dem zur Zeit der Beobachtung herrschenden Winde ist es gestattet, n Barometerstand als eine Function der Windesrichtung in die Rechnung einzuhren, wobei man diese Richtung im Allgemeinen durch den Winkelbogen benmt, um welchen der betreffende Wind, vom Nullpunkte der Theilung der indrose an gerechnet, von diesem letzteren entfernt ist. Bei Unterscheidung von Hauptwinden ist die allgemeine Formel

$$b\,(m) = u + u' \sin (m.\ 45^0 + U') + u'' \sin (m.\ 90^0 + U'') + \ldots.$$

e $b(m)$ den Barometerstand, welcher einem Winde entspricht, bezeichnet, und , u', ... U', U'' ... Constanten sind, deren Werthe auf Grund gegebener Beobhtungen berechnet werden müssen. Bei Unterscheidung von 16 Winden würde an haben: $b\,(m) = u + u' \sin (m.\ 22^0\ 30' + U') + u'' \sin (m.\ 45^0 + U'') + \ldots.$ ch den von L. v. Buch aus den Beguelin'schen Beobachtungen berechneten Mittelerthen ist für Berlin die Relation zwischen Wind und Barometer durch folgende rmel gegeben, wo für N. $m = 0$, für NO. $m = 1$ etc. zu setzen ist.

$$b\,(m) = 335''',1875 + 1''',6908 \sin (m.\ 45^0 + 68^0\ 51') + 0''',5292 \sin (m.\ 90^0 + 265^0\ 24').$$

r Paris hat man nach den von Burkhardt aus 27jährigen Beobachtungen von esier berechneten Werthen die Formel:

$$b\,(m) = 336''',10625 + 1''',24955 \sin (m.\ 46^0 + 68^0\ 22') + 0''',277 \sin (m.\ 90^0 + 244^0\ 24'),$$

ür nach Dove *) aus den 10jährigen, in den Annales de Chimie et de Physique ekannt gemachten Beobachtungen von 1816 — 1825 für das in Millimeter getheilte rometer im jährlichen Mittel:

$(m) = 755{,}9284 + 3{,}4988 \sin (m.\ 22^0\ 30' + 80^0\ 9') + 0{,}3355 \sin (m.\ 45^0 + 356^0\ 21')$,

elt deren auf Grund einiger Verbesserungen die folgende benutzt werden kann:

$= 756{,}0202 + 3{,}6686 \sin (m.\ 22^0\ 30' + 79^0\ 27') + 0{,}2325 \sin (m.\ 45^0 + 329^0\ 18')$.

ie nach dieser Formel von Dove berechneten Werthe ergaben, verglichen mit en beobachteten, Folgendes:

*) Meteorol. Unters. S. 101 ff.

auf Ost fällt. Während im Winter die barometrischen Extrem Windrose mit den Wärme-Extremen derselben zusammenf findet dies im Sommer nicht statt.

Wind.	beobacht.	berechn.	Untersch.	Anz. d. W beobacht.
NNO.	759,2946	759,6667	—0,3721	66
NO.	59,5213	59,2453	+0,2760	329
ONO.	57,9398	58,2462	— 0,3063	86
O.	57,1450	56,8106	+ 0,3244	170
OSO.	54,9405	55,2032	—0,2627	53
SO.	53,7379	53,7450	—0,0081	221
SSO.	52 7207	52,7199	+0,0098	59
S.	52,5609	52,2949	+0,2660	438
SSW.	52,1081	52,4884	—0,3803	137
SW.	53,2810	53,1949	+0,0861	635
WSW.	54,5743	54,2448	+0,3295	155
W.	55,1655	55,4672	- 0,3017	555
WNW.	56,8328	56,7224	+0,1104	114
NW.	37,9849	57,8956	+0,0893	281
NNW.	58,6323	58,8699	—0,2376	54
N.	59,8832	59,5081	+0,3751	300

In analoger Weise lässt sich auch die Relation zwischen Temperatur und Wi richtung durch eine Formel ausdrücken. Aus den Pariser Beobachtungen sich für das jahrliche Mittel in Centes., wenn $t(m)$ die einer Windesrichtung sprechende mittlere Temperatur bezeichnet:

$$t(m) = 10{,}6238° + 1{,}2672° \sin(m.22° 30' + 252° 59') + 0{,}194° \sin(m.45° + 168° 25').$$

Bezüglich der thermischen Windrose ist zu bemerken, dass man bei deren stellung auf die Jahreszeit, in welcher die Beobachtungen gemacht sind, Rü zu nehmen hat, und dass es vortheilhaft erscheint, wenn man innerhalb kl Intervalle als das Jahr, z. B. der einzelnen Monate, die Temperaturverhaltnis Winde bestimmt, und das aus den 12monatlichen Mitteln eines Windes bes jahrliche Warmemittel als die diesem Winde entsprechende Temperatur a Ferner ist zu beachten die Störung, welche durch Bedeckung und Helle des mels in den Gang der Temperatur bei Tage gebracht wird, insofern die gle tigen Barometer- und Thermometerbeobachtungen bei Tage angestellt sind nun der Himmel bei Westwinden gewöhnlich bedeckt, bei Ostwinden heiter die Wirkung eines bedeckten Himmels in der Nacht gerade die entgegengesetz der am Tage ist, so lässt sich diese Störung beseitigen, wenn man aus den lichen Maximum und Minimum die Temperatur eines Windes bestimmt.

*) Die Anzahl der Barometerbeobachtungen, aus denen die Mittel bes sind, ist stets die vierfache der angegebenen, da das Barometer viermal t abgelesen wurde.

ch einer von Dove aus den Pariser Beobachtungen mit-
ı Tabelle in Hinsicht auf die Lage und den Werth der
in der Windrose wird das thermische Maximum, das im
VSW. ist, im Frühling SW., im Sommer OSO., fast O.,
im Herbst bis S. zurück. Dagegen fällt die grösste Kälte
er bis unter NO., im Frühling bei NNW., im Sommer auf
Herbst auf ONO.

---

den monatlichen Mitteln ergaben sich, nach Dove, für die Jahreszeiten
ar in Centesimalgraden folgende Temperaturverhältnisse:

l.	Jahr.	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
).	9,12	—0,75	8,16	20,95	8,09
.	9,03	—0,48	9,43	18,19	8,99
).	9,75	+0,26	9,92	19,11	9,71
	10,06	0,50	9,98	20,27	9,50
).	11,68	3,29	10,38	20,44	12,59
.	11,55	2,20	11,69	20,15	12,15
).	11,01	2,92	9,97	18,16	12,97
	11,88	4,82	11,35	18,35	13,01
V.	12,28	6,20	11,50	18,55	12,88
.	11,87	6,31	10,79	17,55	12,88
V.	11,27	4,30	11,19	17,15	12,43
	10,87	5,23	10,25	17,03	10,95
V.	10,19	4,35	9,16	16,65	10,63
.	9,81	3,56	8,76	16,81	10,09
V.	9,69	2,28	8,72	18,19	9,58
	9,92	1,69	8,51	19,47	9,99

vom Sommer verräth sich sowohl im jährlichen Mittel als in den ein-
reszeiten eine sehr merkliche Uebereinstimmung des Ganges der Tempe-
der Vertheilung des Druckes in der Windrose. Die kälteren Winde er-
Barometer über das Mittel, die wärmeren erniedrigen es unter dasselbe.
·, wo die Temperaturdifferenzen der Winde am grössten sind, bestehen
chen den barometrischen Werthen der Winde die grössten Differenzen,
selbst in den einzelnen Monaten zu erkennen gibt. Im Sommer verhält
egen der durch den directen Sonnenschein am Boden erregten Wärme
n nach Süden hängende Thermometer wird, ausgesetzt der Verdampfungs-
häufigen Niederschläge auf der Westseite, auf dieser Seite am niedrigsten,
O.-Seite am höchsten stehen. Doch findet diese Erscheinung nur in der
Bodens statt. Beobachtungen auf höheren Bergen zeigen (Dove's Meteorol.
111), dass in Beziehung auf die mittlere Temperatur der Atmosphäre
ieter Recht hat, indem es nämlich bei NO. am höchsten steht.

Obwohl die Extreme in der Windrose einander nicht gerade gegenüberliegen, so lässt sich doch annehmen, dass dies bei SW. und NO. der Fall sei, wie es denn auch in der That nahezu stattfindet, dergestalt, dass das thermische Maximum und barometrische Minimum beide auf SW., das thermische Minimum und barometrische Maximum beide auf NO. fallen. Nennen wir mit Dove die Verbindungslinie dieser beiden Punkte die Achse der Windrose, so haben wir die westliche Hälfte: von SW. durch W. und N. bis NO. als die Westseite, die östliche Hälfte: von NO. durch O. und S. bis SW. als die Ostseite der Windrose zu betrachten. Im Uebergange von SW. durch W. bis NO. nehmen nun die mittleren Thermometerstände ab, während die mittleren Barometerstände wachsen. Im weiteren Uebergange hingegen von NO. durch O. bis SW. nehmen die mittleren Thermometerstände zu, während die mittleren Barometerstände abnehmen. Die Veränderungen des Druckes der trocknen Luft und des Barometers verhalten sich aber gerade umgekehrt, als die Veränderungen der Temperatur der Luft und der Elasticität des in ihr enthaltenen Wasserdampfes, da nämlich diese Elasticität in Rücksicht ihrer Vertheilung in der Windrose sich genau an die thermische, der Druck der trocknen Luft hingegen sich genau an die barometrische Windrose anschliesst.

253. An diesem Orte wollen wir nun insbesondere den schon mehrfach erwähnten Zusammenhang hervorheben, der nach den Ermittelungen Dove's zwischen dem von ihm festgestellten Drehungsgesetz des Windes und den Veränderungen der meteorologischen Instrumente: des Barometers, Thermometers und Hygrometers, besteht. Die directen Bestätigungen für dieses Gesetz haben wir bereits (Nr. 126) vorgeführt und weiterhin (Nr. 128) der indirecten Bestätigungen gedacht, die sich für dasselbe aus den Veränderungen der meteorologischen Instrumente ergeben.

Die mittleren Veränderungen dieser Instrumente bezüglich der Winddrehung sind nun für die nördliche Halbkugel folgende. 1) Das Barometer fällt bei O., SO. und Südwinden, geht bei SW. aus Fallen in Steigen über, steigt bei W., NW. und Nordwinden, und geht bei NO. aus Steigen in Fallen über. 2) Das Thermometer steigt bei O., SO. und Südwinden, geht bei SW. aus Steigen in Fallen über, fällt bei W. NW. und Nordwinden, und geht bei NO. aus Fallen in Steigen über. 3) Die Elasticität des Wasserdampfes nimmt zu bei O., SO. und Südwinden; ihre Zunahme geht bei SW. in Abnahme

; sie nimmt ab bei W., NW. und Nordwinden, bei NO. geht Abnahme in Zunahme über. 4) Der Druck der trocknen Luft t ab bei O., SO. und Südwinden; bei SW. geht seine Abnahme nahme über. Derselbe nimmt zu bei W., NW. und Nordwin-n; bei NO. geht seine Zunahme in Abnahme über.

Für die südliche Halbkugel, deren NW. und SO.-Winde resp. SW. und NO.-Winden auf der nördlichen entsprechen, gelten de Regeln. 1) Das Barometer fällt bei O., NO. und Nord-n, geht bei NW. aus Fallen in Steigen über, steigt bei W., nd Südwinden, und geht bei SO. aus Steigen in Fallen über. s Thermometer steigt bei O., NO. und Nordwinden, geht bei aus Steigen in Fallen über, fällt bei W., SW. und Südwinden, eht bei SO. aus Fallen in Steigen über. 3) Die Elasticität des rdampfes nimmt zu bei O., NO. und Nordwinden; ihre Zu-e geht bei NW. in Abnahme über. Dieselbe nimmt ab bei W., nd Südwinden; bei SO. geht ihre Abnahme in Zunahme über. r Druck der trocknen Luft nimmt ab bei O., NO. und Nord-n; bei NW. geht seine Abnahme in Zunahme über. Derselbe t zu bei W., SW. und Südwinden; bei SO. geht seine Zu-e in Abnahme über.

Sonach besteht das Gemeinsame beider Erdhälften darin, die Veränderungen der meteorologischen Instrumente bei Ost-n in der nördlichen Halbkugel dieselben sind, als bei Ostwin-n der südlichen; was ebenso auch von den Westwinden gilt. Unterschied beider Hemisphären ist nur quantitativ bei NW., SW. und SO.-Winden, hingegen qualitativ bei Nord- und Süd-n, was besagen will, dass die Veränderungen der meteorologi-Instrumente im Mittel auf der nördlichen Hemisphäre am en sind bei NW. und SO.-Winden, am kleinsten (durch Com-tion der entgegengesetzten Bewegungen) bei NO. und SW.-n; auf der südlichen Hemisphäre bei NW. und SO.-Winden n Compensation der entgegengesetzten Bewegungen) am klein-hingegen am grössten bei NO. und SW.-Winden. Die Verän-gen bei Nordwinden in der nördlichen Hemisphäre sind aber Zeichen nach, verschieden von den Veränderungen bei Nord-n in der südlichen Hemisphäre, unter gleichen klimatischen gungen jedoch gleich in beiden. Steigt also auf der nördlichen phäre ein Instrument bei Nord, so fällt es bei Nord in der hen, und umgekehrt. Ein Gleiches gilt von den Südwinden.

Als Belege zu den vorgeführten Regeln dienen nachstehen Tafeln [1]), deren Zahlen sich auf die mittleren Veränderungen d bezeichneten Instrumente beziehen; das Zeichen (+) bedeutet St gen, (—) Fallen. Die Veränderungen des Barometers sind für Da zig, Halle und Petersburg in Paris. Linien, für Ogdensburg und Lo don in englischen Zollen, für Paris in Millimeter n, ferner die B obachtungen der Princess Luise auf der nördlichen Hemisphäre Paris. Linien, auf der südlichen in englischen Zollen ausgedrüc Das Thermometer ist in Paris und Halle Cels., in Ogdensburgh Fa renheit; der Druck der trocknen Luft und des Wasserdampfes demselben Maasse als das Barometer angegeben.

Die Pariser und Londoner Beobachtungen sind berechnet v Dove (Poggend. Ann. Bd. XI. S. 345, XIII. S. 305, XVI. S. 285), d Danziger von Galle (Poggend. Ann. Bd. XXXI. S. 465), die der Pri cess Louise auf einer Weltumsegelung zwischen 0° und 60° Bre beider Hemisphären von Galle (Poggend. Ann. Bd. XXXVIII. S. 47(die Hallenser von Kämtz (Vorles. über Meteorol. 1841. S. 127, 19 332), die Petersburger von demselben, und die von Ogdensburg im Staate New-York von Coffin (52 Report. of the Reg. of th Univ. 1839. p. 233).

Barometer.

	Paris		Danzig	Ogdensburg
	5 Jahre.	10 Jahre.	15 Jahre.	1 Jahr.
SW.	+0,1200	—0,2079	—0,088‴	+0,0015
WSW.	+0,0362	+0,0674	+0,157	+0,0042
W.	+1,0788	+0,9992	+0,059	+0,0058
WNW.	+1,1670	+1,3622	+0,483	+0,0097
NW.	+1,2153	+1,1573	+0,491	+0,0101
NNW.	+1,1060	+1,3714	+0,663	+0,0080
N.	+0,4746	+0,2941	+0,375	+0,0036
NNO.	—0,1140	—0,1633	+0,076	—0,0012
NO.	—0,1414	—0,2329	+0,311	—0,0050
ONO.	—0,7890	—1,1633	—0,097	—0,0074
O.	—1,0911	—1,2702	—0,078	—0,0061
OSO.	—1,2909	—1,3935	—0,022	—0,0045
SO.	—1,2990	—1,1704	—0,122	—0,0058
SSO.	—0,6924	—1,1575	—0,386	—0,0062
S.	—1,0057	—1,1350	—0,515	—0,0064
SSW.	—1,1602	—1,1306	—0,500	—0,0025

[1]) Dove, meteorol. Unters. S. 141 ff.; Repertor. d. Physik, Bd. IV. S. 189

Barometer.

	London.	Halle.	Petersburg.
SW.	—0,023″	—0,04‴	—0,603‴
W.	+0,011	+0,27	+0,338
NW.	+0,032	+0,81	+0,705
N.	+0,049	+0,36	+1,098
NO.	+0,018	+0,08	+0,901
O.	—0,012	—0,19	—0,231
SO.	—0,049	—0,51	—0,467
S.	—0,048	—0,38	—0,603

Thermometer.

	Paris.	Ogdensburgh.	Halle.
SW.	—0,62	—0,037	—0,03
WSW.	—0,78	—0,050	
W.	—0,76	—0,066	—0,62
WNW.	—1,29	—0,267	
NW.	—0,13	—0,314	—0,59
NNW.	—0,50	—0,256	
N.	+0,05	—0,181	—0,13
NNO.	+0,22	—0,104	
NO.	+0,61	+0,040	+0,44
ONO.	+0,93	+0,096	
O.	+0,79	+0,133	+0,51
OSO.	+2,36	+0,130	
SO.	+1,37	+0,143	+0,71
SSO.	+0,89	+0,150	
S.	—0,36	+0,246	+0,54
SSW.	—0,15	+0,114	

Elasticität des Dampfes.

	London.	Halle.
SW.	+0,002″	+0,069‴
W.	—0	—0,062
NW.	—0,007	—0,234
N.	—0,014	—0,181
NO.	—0,005	—0,116
O.	—0,101	+0,080
SO.	+0,006	+0,315
S.	+0,004	+0,184

Druck der trocknen Luft.

	London.	Halle.
SW.	—0,025	—0,049
W.	+0,011	+0,332
NW.	+0,039	+1,044
N.	+0,063	+0,541
NO.	+0,023	+0,196
O.	—0,002	—0,270
SO.	—0,055	—0,825
S.	—0,050	—0,564

Barometer.

Princess Louise.

	Nördl. Halbk.	Südl. Halbk.	Südl. Halbk.
SW.	—0,047‴	+0,012″	+0,093″
WSW.	+0,031	+0,006	+0,048
W.	+0,088	+0,001	—0,014
WNW.	+0,141	—0,004	—0,041
NW.	+0,211	—0,011	—0,043
NNW.	+0,210	—0,016	—0,042
N.	+0,088	—0,015	—0,045
NNO.	—0,048	—0,019	0,041
NO.	—0,095	—0,025	—0,021
ONO.	—0,097	—0,029	—0,013
O.	—0,084	—0,015	0,001
OSO.	—0,071	—0,002	+0,002
SO.	—0,066	+0,010	+0,009
SSO.	—0,082	+0,020	+0,025
S.	—0,122	+0,023	+0,052
SSW.	—0,117	+0,021	+0,079

Ogdensburgh.

Wind.	Dauer.	Thermometer.	Barometer.
NO. z. O.	16t 12st 30m	+0,094	—0,00577
ONO.	13 4 38	+0,115	—0,00765
O. z. N.	4 21 30	+0,077	—0,00721
O.	2 15 15	+0,103	—0,00620
O. z. S.	2 8 15	+0,162	—0,00608
OSO.	2 15 45	+0,146	—0,00510

Wind.	Dauer.			Thermometer.	Barometer.
SO. z. O.	2t	13st	15m	+0,114	—0,00397
SO.	2	17	29	+0,140	—0,00513
SO. z. S.	4	3	8	+0,145	—0,00647
SSO.	7	4	14	+0,138	—0,00649
S. z. O.	8	7	31	+0,161	—0,00602
S.	20	4	0	+0,314	— 0,00742
S. z. W.	21	4	45	+0,177	—0,00546
SSW.	21	6	45	+0,162	—0,00363
SW. z. S.	22	16	30	+0,065	—0,00141
SW.	29	12	15	—0,018	+0,00060
SW. z. W.	25	21	30	—0,055	+0,00250
WSW.	16	23	45	—0,018	+0,00274
W. z. S.	13	6	0	—0,081	+0,00569
W.	17	5	45	—0,063	+0,00519
W. z. N.	12	14	7	—0,069	+0,00645
WNW.	8	19	8	—0,252	+0,00911
NW. z. W.	9	8	53	—0,281	+0,01042
NW.	8	20	38	—0,322	+0,01106
NW. z. N.	9	15	37	—0,306	+0,00914
NNW.	8	2	15	—0,276	+0,00801
N. z. W.	6	9	45	—0,236	+0,00802
N.	7	5	15	—0,197	+0,00333
N. z. O.	5	22	15	—0,163	+0,00394
NNO.	8	0	15	—0,144	+0,00067
NO. z. N.	10	15	15	—0,063	—0,00173
NO.	15	1	52	—0,015	— 0,00439

Bei Besprechung des Drehungsgesetzes haben wir (in N. 127) orgehoben, dass die mit diesem Gesetze verknüpfte Aufeinanolge der Windesrichtungen im westlichen Europa mehr durch elwinde, im östlichen mehr durch Stauwinde verdeckt wird, denn auch von den die Drehung des Windes begleitenden Verrungen der meteorologischen Instrumente gilt. Da jedoch die hl der Stauwinde im östlichen Europa seltner als die Anzahl Wirbelwinde im westlichen ist, so werden die aus dem Dresgesetze abgeleiteten Regeln für die Bewegung des Barometers, mometers und Hygrometers dort verhältnissmässig deutlicher hier hervortreten. Einen Beleg dafür fand Dove in der Verhung der Barometerveränderungen in Chiswik bei London mit n von Arys in Masuren. Besonders aber gilt das Gesagte für Veränderungen der Temperatur, weil nämlich erstens die Unterede zwischen den kältesten und wärmsten Winden im östlichen

Europa überhaupt grösser als im westlichen, daher auch dort die von der Veränderung der Windesrichtung abhängigen Veränderungen überhaupt bedeutender sind, und weil zweitens die weniger mächtigen Niederschläge in dem östlichen Europa das Hervortreten der thermischen Werthe der Winde weniger durch Verdampfungskälte und durch die bei dem Niederschlage frei werdende Wärme verdecken. Der Bestätigung wegen gibt Dove [1]) eine vergleichende Zusammenstellung der von ihm aus den Beobachtungen in Chiswick berechneten Veränderungen mit denen, welche aus den Beobachtungen auf der Station Zechen bei Guhrau in Schlesien resultirten. Die letzterwähnten Beobachtungen sind in den Jahren von 1848 bis 1856 von Gube angestellt, der aus ihnen die thermische Windrose, so wie auch nach Elimination der täglichen periodischen Wärmeänderung das in 16 Stunden erfolgende Steigen und Fallen der Temperatur (bezüglich der verschiedenen Jahreszeiten) berechnete. Es ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, dass das in Rede stehende Gesetz in Zechen in allen Jahreszeiten mit der grössten Bestimmtheit, in Chiswik hingegen nur im Winter rein hervortritt.

Viertes Kapitel.

Elektrische Erscheinungen der Atmosphäre.

254. Zu den elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre, welche sich unserer Wahrnehmung unmittelbar darbieten, gehören bekanntlich Blitz und Donner, welche mitunter den Uebergang des atmosphärischen Wasserdampfes in die tropfbarflüssige und wohl auch in die starre Form begleiten; ferner das sog. Wetterleuchten, das sehr wahrscheinlich ebenfalls mit der Gewitterform in nächster Beziehung steht, oder doch überhaupt elektrischer Natur ist, und endlich jene zwar meist geräuschlosen oder nur von einem geringen Geräusche begleiteten, aber dem Auge sehr auffälligen elektri-

---

[1]) Berichte der Berliner Akademie. 1857. S. 294.

:hen Entladungen, die unter dem Namen des St. Elmsfeuers bekannt nd. Abgesehen von allen diesen Erscheinungen verräth die At-osphäre fast zu jeder Zeit einen bestimmten elektrischen Zustand, r freilich nur mittelst künstlicher Veranstaltungen in den Bereich nserer Wahrnehmung tritt.

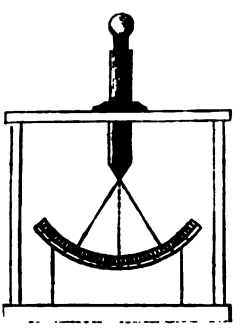
255. Bekanntlich hat man auf Grund gewisser Thatsachen wei elektrische Zustände zu unterscheiden, zwischen denen ein estimmter Gegensatz besteht, obwohl sich beide sonst in ganz ana-ger Weise verhalten. Jeder Körper kann unter gewissen Um-änden beide Zustände annehmen, die man schlechthin als positive nd negative Elektricität bezeichnet. In Rücksicht der Leichtigkeit nd Schnelligkeit aber, womit die Körper die Elektricität von aus-en her annehmen und auf ihrer Oberfläche verbreiten, unterschei-let man gute und schlechte Leiter. Zu den ersteren gehören be-anntermaassen die Metalle, die wieder unter sich mannigfache Ab-tufungen in Hinsicht auf ihr Leitungsvermögen darbieten. Nach len Metallen kommen als bessere Leiter verschiedene tropfbare Flüssigkeiten, während Glas, Harz und trockne Luft unter anderen ls schlechte Leiter anzusehen sind. Der Unterschied zwischen Lei-ern und Nichtleitern (Isolatoren) der Elektricität ist nur ein rela-ver, da selbst gute Leiter eine Elektricität von sehr schwacher pannung zu isoliren und sog. Nichtleiter stark gespannte Elektrici-ät gewissermaassen zu leiten vermögen. Es gibt weder einen durch-us vollkommenen Leiter, noch einen durchaus vollkommenen Iso-ator der Elektricität. So schnell auch die Fortpflanzung des elek-ischen Zustandes in guten Leitern geschehen mag, so ist sie doch icht unendlich gross, sondern es findet eine durch die Natur der örper bedingte Verzögerung derselben statt, die auf den Begriff ines Leitungswiderstandes führt, welcher letztere, seiner Grösse ach, je nach der materiellen Beschaffenheit der Körper ein ande-er ist, und ausserdem noch von den Dimensionen des als Leiter ngewendeten Körpers abhängt. Ueberdies weiss man, dass selbst in und derselbe Körper nach Maassgabe der Temperatur, des Feuch-igkeitszustandes, der Gruppirung der kleinsten Theilchen, etc. als ichtleiter, schlechter oder relativ guter Leiter auftreten kann.

Hat nun ein Körper den einen oder anderen elektrischen Zu-stand angenommen, so geht von demselben eine gewisse Wirksam-keit aus, durch welche (vermittelst der umgebenden Luft) in be-nachbarten Körpern das elektrische Gleichgewicht gestört wird, so

dass in denselben beide elektrische Zustände zumal auftreten, dergestalt, dass in den dem elektrisch wirksamen Körper zugewandten Theilen der entgegengesetzte, in den von ihm abgewandten aber der gleichnamige Zustand in Bezug auf den, welcher jenem Körper eigen ist, hervortritt. Der letztere: gleichnamige Zustand verliert sich indess, wenn die betreffenden Körper, die wir uns als Leiter vorstellen wollen, mit der Erde irgendwie leitend verbunden sind, indem diese eine so grosse Oberfläche darbietet, dass sich der betreffende Zustand durch weitere Verbreitung auf derselben immer mehr in seiner Intensität abschwächt. — In dem Vorstehenden ist das bekannte Gesetz der elektrischen Vertheilung (Influenz) ausgesprochen. Wird nun der Körper, von welchem der vertheilende Einfluss ausgeht, von den andern Körpern, die diesem Einfluss unterworfen sind, hinreichend weit entfernt, so stellt sich in letzteren das elektrische Gleichgewicht wieder her. Nähert sich aber jener Körper einem anderen über eine gewisse Grenze hinaus, so erfolgt zwischen beiden eine Ausgleichung der entgegengesetzt elektrischen Zustände durch Mittheilung der Elektricität, — ein Vorgang, der sich bei hinreichender Intensität desselben dem Auge durch eine Lichterscheinung in der Form des elektrischen Funkens und dem Gehör durch einen eigenthümlichen Schall kund gibt.

Eine Veranschaulichung des Gesetzes der elektrischen Influenz gewährt schon ein gewöhnliches Elektroskop oder Elektrometer. Man denke sich in dem Deckel eines Glasgefässes einen isolirten Metallstab befestigt, der oben mit einer Kugel und an seinem unteren Ende mit zwei Pendeln (Goldblättchen) versehen ist. Nähert man nun der Kugel bis auf einen gewissen Abstand einen elektrischen Körper, etwa eine mit einem seidenen oder wollenen Tuche geriebene und dadurch negativ elektrisirte Siegellackstange, so wird die Kugel den entgegengesetzten, also positiv elektrischen Zustand, der untere Theil des leitenden Systems aber den gleichnamigen, d. h. den negativ elektrischen Zustand annehmen. Da nun leicht bewegliche Körper, wenn sie gleichnamig elektrisirt sind, sich voneinander entfernen, so werden beide Blättchen auseinanderweichen (divergiren), jedoch wieder zusammenfallen, so-

Fig. 30.



bald man die elektrische Stange hinreichend weit vom Instrumente entfernt. Aber auch dann werden die Blättchen wieder zusammenfallen, wenn man, während die Stange noch in der Nähe ist, die Kugel ableitend berührt, so dass der negativ elektrische Zustand, welcher die Divergenz der Blättchen bewirkte, aufgehoben wird. Schafft man nun die Stange hinweg, so erfolgt eine Divergenz der Blättchen auf Grund des positiv elektrischen Zustandes, der jetzt in dem ganzen leitenden Systeme, von der Kugel bis zu den Blättchen herab, in einem gewissen Maasse vorhanden ist. Man erkennt leicht, wie eine solche Vorrichtung, wenn ihr bereits ein bestimmter elektrischer Zustand gegeben ist, benutzt werden kann, um zu erfahren, ob ein Körper positiv oder negativ elektrisch ist. Gesetzt das leitende System des Instrumentes sei positiv elektrisch; dann wird die Divergenz der Goldblättchen vermehrt, wenn man sie einem positiv elektrischen Körper nahe bringt, hingegen vermindert oder ganz aufgehoben, falls ein negativ elektrischer Körper genähert wird.

256. Nach diesen kurzen Andeutungen über bekannte elektrische Vorgänge wenden wir uns zu den elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre insbesondere.

Nachdem man den elektrischen Entladungsfunken und das damit verbundene Geräusch bei der Ausgleichung entgegengesetzt elektrischer Zustände einigermaassen kennen gelernt hatte, trat auch bald die Vermuthung hervor, dass der Blitz der Gewitterwolken elektrischer Natur sei, — eine Vermuthung, welche durch Versuche mit dem elektrischen Drachen eine directe Bestätigung erhielt. Als man hierauf öftere Versuche in dieser Richtung erfolgten, fand man, dass die Atmosphäre selbst bei Abwesenheit von Gewitterwolken Elektricität zu erkennen gibt. Auch war man nun mehr auf Vorrichtungen bedacht, mittelst deren man in bequemerer Weise als mit dem Drachen die Atmosphäre in Hinsicht auf ihre Elektricität untersuchen konnte. So befestigte Cavallo [1]) an dem vorderen Ende einer mehrere Fuss langen Stange von Holz ein mit Siegellack überzogenes Glasstäbchen, an dessen freiem Ende sich eine Korkkugel befand. In letztere war eine Stecknadel gesteckt, an welcher (ein die Elektricität leitender) Bindfaden befestigt war, dessen zweites Ende der Beobachter in die Hand nahm. Mit dieser Vorrichtung wurde nun so operirt, dass man den Stab zum Fenster des oberen

[1]) Vollständige Abhandlung über die Elektricität. Leipz. 1797. Th. I. S. 348.

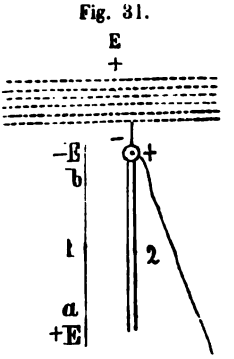
Stockes eines Hauses hinaus und das Ende mit der Korkkugel so hoch hielt, dass es mit dem Horizont einen Winkel von etwa 50 bis 60° bildete. Nachdem das Instrument einige Zeit in dieser Lage verharrt, ward die Stecknadel mittelst des Bindfadens aus der Kugel gezogen und der elektrische Zustand derselben an einem Elektroskope untersucht. Verwandt mit diesem Verfahren ist ein von Coulomb befolgtes. Eine kleine Metallkugel ist nämlich an das Ende eines Siegellackstäbchens, welches dieselbe isolirt, befestigt und das Stäbchen selbst an dem Ende einer 3 bis 6 Fuss langen hölzernen Stange angebracht. Zur Prüfung des elektrischen Zustandes der Atmosphäre wird die Stange in der Luft in die Höhe gehalten und die kleine Kugel auf einen Augenblick mit einem in der Hand gehaltenen Metalldrahte berührt. Hierauf senkt man die Kugel und prüft ihre Elektricität an einem Elektrometer. Diese Vorrichtungen erfordern also zur Prüfung der Kugel, welche dem elektrischen Einflusse der Atmosphäre ausgesetzt ist, ein getrenntes Elektrometer. Indessen hat man auch den zur Aufnahme der Elektricität dienenden Leiter an dem Elektrometer selbst befestigt. So versah de Saussure den oberen Theil seines Elektrometers mit einer Metallspitze, nämlich mit einem etwa 2 Fuss langen Draht, der aus mehreren Stücken zusammengesetzt war, um ihn vermittelst eines Futterales in der Tasche transportiren zu können. Man kann auch die metallene Spitze auf einer Glasröhre, die an dem einen Ende eines langen hölzernen, transportabel eingerichteten, Stabes angebracht ist, befestigen und von der Spitze einen Draht zu dem Elektrometer heruntergehen lassen. Sehr vortheilhaft fand es Volta [1]), auf der Spitze des Elektrometers eine Flamme, etwa eine kleine Weingeistflamme, oder ein Stück brennenden Zunders (Schwammes) anzubringen, so dass sie eine aufsteigende Dampf- oder Rauchsäule bildet, durch welche die Vertheilung und Mittheilung der Elektricität bekanntlich sehr begünstigt wird. Unter der Voraussetzung, dass die Flamme selbst elektrische Vorgänge in sich berge, liegt hier freilich die Vermuthung nahe, dass dadurch die Anzeigen des Instrumentes hinsichtlich der Luftelektricität alterirt werden möchten. Indessen nahmen Volta und Schübler keine derartigen Störungen wahr. Man erkennt auch, dass die letzteren, falls sie wirk-

[1]) Meteorol. Briefe. Leipz. 1793. Aus Brugatellis biblioteca fisica di Europa. T. I.

i bestehen sollten, doch bei einer gewissen Intensität der zu ersuchenden Elektricität vermöge der Begünstigung, welche die s- und Dampfsäule der Flamme auf den elektrischen Vertheigs- und Mittheilungsprocess übt, völlig verdeckt werden können. berdies weiss man, dass der Act der Verbrennung selbst keine ktricitätserregung von merklicher Spannung zur Folge hat.

257. Die Versuche mit diesen Vorrichtungen führten nun dem Schlusse, dass die Atmosphäre bei heiterer Witterung sich Zustande sog. positiver Elektricität befinde. Bei den letzterhnten Instrumenten von Volta und Saussure gab nämlich das tere mit dem Elektrometer in Verbindung stehende Ende Anzei- positiver Elektricität, die man als Folge eines vertheilenden flusses von Seiten der Atmosphäre ansah. In der That sind f solche Weise die an diesen Vorrichtungen sich kundgebenden scheinungen erklärbar; denn die Luft wird, insofern sie positiv ktrisch ist, in dem oberen Theile der Leig (*ab*, Fig. 1) den entgegengesetzten, also negativ elektrischen Zustand, in dem unren Theile hingegen gleichnamige. d. h. positve Elektricität hervorrufen, die sich am Elekmeter zu erkennen gibt. Wird aber, wie i jenen Vorrichtungen von Cavallo und Coulab, die durch Vertheilung erregte positive ktricität des isolirten Leiters (2. Fig. 31), welcher Gestalt dieser auch sein mag, rch einen Faden oder Metalldraht zur Erde leitet, so behält der Leiter (die Kugel) den negativ elektrischen stand, welchen das Elektrometer zur Anzeige bringt. Wenn nun r dieser Zustand von einem elektrischen Einflusse der Luft herirt, so hat man bei einer solchen Vorrichtung die Anzeigen des ktrometers, in Rücksicht des elektrischen Zustandes der Atmoäre, umgekehrt zu nehmen, indem nämlich ein negativ elektriher Ausschlag des Elektrometers auf positive, und ein positiv ktrischer Ausschlag desselben auf negative Luftelektricität zu deun ist; wohingegen bei den Vorrichtungen von Volta und de Saussre der elektrische Zustand der Atmosphäre direct durch das Elekmeter angezeigt wird.

Fig. 31.



Selbstverständlich lassen sich mit solchen Vorrichtungen fast le Arten von Elektrometern in Verbindung setzen; am bequemsten

zum Transport erschien das Volta'sche Strohhalmelektrometer [1]). Um aber auch in den Fällen, wo man ein Elektrometer nicht sogleich an derselben Stelle beobachten kann, den elektrischen Zustand der Atmosphäre prüfen zu können, benutzten Volta, Cavallo und Schübler bei ihren Untersuchungen ein einfaches Leydener Fläschchen von dünnem Glase mit 10 bis 12 Quadratzoll innerer Belegung, dessen Zuleiter aus einem 2 Zoll über das Fläschchen hinausragenden Metallstifte besteht, auf den durch eine isolirende Handhabe ein Metalldraht von 3 Fuss Länge gesetzt wird, welcher unten spiralförmig gewunden und oben mit einer Flamme versehen ist. Nach Ladung des Fläschchens wird dieser Draht wieder weggenommen. Man kann dann dasselbe in ein Zimmer tragen und hier seinen elektrischen Zustand prüfen. Um die Elektricität in einer solchen Flasche längere Zeit zu erhalten, liess Cavallo in den Hals der wie gewöhnlich belegten Flasche eine an beiden Enden offene Glasröhre kitten, an deren unterem Ende ein kleiner Draht befestigt ist, der mit der inneren Belegung in Verbindung steht. Der Draht mit dem gewöhnlichen Knopfe der Flasche ist in eine andere Glasröhre gekittet, die so dünn ist, dass sie sich in jene erste stecken lässt, aber doppelt so lang als diese. Ist die Flasche geladen, so wird der Knopf mittelst der dünneren Glasröhre herausgenommen, und die Flasche kann nun ihren elektrischen Zustand lange behalten. Will man diesen späterhin prüfen, so steckt man die Röhre mit dem Knopfe wieder hinein und verfährt dann wie gewöhnlich bei der Prüfung der Elektricität einer geladenen Flasche.

Ausser den bisher besprochenen transportabel eingerichteten Vorrichtungen benutzte man zur Beobachtung der atmosphärischen Elektricität auch sog. stehende Apparate, die an Gebäuden befestigt sind. J. Read [2]) gab einen solchen Apparat, der die verschiedenen Grade der Luftelektricität durch ein Elektrometer und Glockenspiel anzeigen sollte. Im Allgemeinen bestehen diese Apparate, in ähnlicher Weise wie die obigen, aus einer wohl isolirten leitenden Vorrichtung, die aber, an einem Gebäude angebracht, in die Luft hineinragt, und deren elektrischer Zustand an einem in einem Zimmer

[1]) Ein zweckmässiges Elektrometer zur Messung der atmosphärischen Elektricität hat neuerdings Hankel angegeben; s. Poggend. Ann. Bd. CIII. S. 209.

[2]) Philos. Transact. 1791. T. LXXXI. p. 185. Gren's Journ. Th. VI. S. 2[illegible]

festellten Elektrometer geprüft werden kann [1]). Indessen hat prez darauf aufmerksam gemacht, dass alle festen Apparate, ren leitender Theil dauernd der Luft ausgesetzt ist, wegen manhafter Isolirung keineswegs Sicherheit gewähren, dass sie den hren elektrischen Zustand der Atmosphäre angeben. Dazu kom- n noch zwei andere, von Dellmann angezeigte, Mängel dieser parate. Der eine besteht darin, dass sie sich zu langsam laden, d daher öfter einen elektrischen Zustand der Luft andeuten, wel- er quantitativ und qualitativ längst nicht mehr vorhanden ist; der dere Mangel aber darin, dass sie den elektrischen Zustand der n Sammelapparat umgebenden Luftschicht nicht rein angeben, ndern gemischt mit der Einwirkung auf den zum Messinstrument hrenden Leiter. Den von Dellmann zur Beobachtung der Luftektricität benutzten sehr zweckmässigen Apparat werden wir weirhin in seinen Hauptpunkten kennzeichnen.

258. Mittelst solcher Vorrichtungen hat sich nun ergeben, ss die Atmosphäre fast stets zu elektrischen Anzeigen Anlass ebt, die bei heiterer Witterung in allen Tages- und Jahreszeiten dem oben bezeichneten Sinne auf einen positiv elektrischen Zuand der Luft hindeuten, während, wenn Wolken am Himmel erheinen oder wässrige Niederschläge entstehen, auch häufig die g. negative Elektricität auftritt.

Die sog. positive Elektricität der Atmosphäre ist im Laufe s Tages gewissen quantitativen Schwankungen unterworfen, beglich deren Beccaria [2]) und de Saussure [3]) eine bestimmte Regelässigkeit wahrzunehmen glaubten. Letzterer fand, dass im Winter i heiterem Wetter die Elektricität von der Zeit an, wo der Thau l fallen aufgehört hat, bis zum Aufgange der Sonne am schwächen sei, hierauf allmälig wieder zunehme und früher oder später, st immer jedoch Vormittags, ein Maximum erlange, nachher aber ieder schwächer werde. Erst dann, wenn der Thau zu fallen beinnt, erhebt sie sich wieder, erreicht hier oft eine Stärke, die eit grösser ist als die, welche sie am Tage gehabt hatte, und immt nun bis tief in die Nacht hinein wieder ab. Im Sommer

---

[1]) Bezüglich eines von Romershausen zur Beobachtung der atmosphärischen Elektricität construirten Apparates s. Poggend. Ann. Bd. LXIX. S. 71.

[2]) Elettricismo §. 1078 f.

[3]) Reisen. III. S. 255. §. 802 f.

sind diese Perioden weniger deutlich zu erkennen; nur dann, wenn auf regnerische Tage einige heitere folgen, treten die Perioden im Sommer in gleicher Weise wie im Winter auf. So nach de Saussure's Beobachtungen.

Schübler [1]) stellte über die täglichen Schwankungen der positiven Luftelektricität Beobachtungen in den Thälern des südlichen Deutschlands bei heiterem ruhigen Wetter an, und kam zu folgenden Resultaten:

Bei Sonnenaufgang ist die atmosphärische Elektricität schwach; sie fängt langsam zu steigen an, wenn sich die Sonne mehr über den Horizont erhebt, während sich meist gleichzeitig die in den tieferen Luftschichten entstehenden Dünste vermehren. Gewöhnlich steigt die Elektricität unter diesen Umständen einige Stunden, an den längeren Sommertagen bis gegen 6 oder 7 Uhr, im Frühling oder Herbst oft bis gegen 8 und 9 Uhr, im Winter bis gegen 10 und 11 Uhr. Nach und nach erreicht sie ihr Maximum. Gleichzeitig sind die unteren Luftschichten oft sehr dunstig, die Luft nimmt an Feuchtigkeit zu, und die Temperatur des Thaupunktes liegt höher als beim Sonnenaufgange, in der kälteren Jahreszeit tritt aber wirklicher Nebel ein. Meist bleibt die Elektricität nur kurze Zeit auf diesem Maximum stehen; sie vermindert sich wieder, anfangs schneller, dann langsam, gewöhnlich schneller als sie zuvor stieg. Gleichzeitig vermindern sich die dem Auge sichtbaren Dünste in den unteren Luftschichten; hatten sich Nebel gebildet, so verziehen sich diese, die Atmosphäre wird heiterer, auch entfernte Gegenstände werden dem Auge sichtbar. Gegen 2 Uhr Nachmittags ist die atmosphärische Elektricität gewöhnlich schon sehr schwach, oft nur wenig stärker als in der Frühe kurz nach Sonnenaufgang; sie vermindert sich nun noch langsamer bis einige Stunden vor Sonnenuntergang, im Sommer gegen 4 bis 5 und 6 Uhr, im Winter bis gegen 3 Uhr, und bleibt dann verhältnissmässig länger auf ihrem Minimum als auf ihrem Maximum. Sobald sich die Sonne dem Horizont nähert, fängt sie wieder zu steigen an; mit Untergang der Sonne nimmt sie gewöhnlich sehr merklich zu, steigt nun mit Eintritt der Abenddämmerung immer mehr, und steht gewöhnlich

---

[1]) Schweigger's Journ. Bd. III. S. 128, Bd. VIII. S. 21, Bd. IX. S. 347, Bd. XI. S. 337, Bd. XIX. S. 1, Bd. LV. S. 249.

, bis 2 Stunden nach Sonnenuntergang auf ihrem zweiten Ma-
um. Gleichzeitig bilden sich aufs Neue Dünste in den unteren
ichten der Atmosphäre; über Thälern, vorzüglich über Städten
tehen oft grosse Dunstwolken; die Feuchtigkeit der Luft nimmt
ell zu, es fällt der Abendthau, wobei in Thälern oft eine sehr
erkbare Abkühlung eintritt. Insgemein ist die Elektricität wäh-
d ihres zweiten Maximum wieder ungefähr so stark, wie einige
nden nach Sonnenaufgang. Auch auf diesem zweiten Maximum
bt sie nur kurze Zeit stehen, sie wird bald wieder schwächer
l vermindert sich die Nacht hindurh langsam bis gegen Sonnen-
gang, wo sie mit Tagesanbruch dieselbe Periode wieder beginnt.

Man erkennt in diesen Angaben einen gewissen Zusammen-
g zwischen dem Grade des positiv elektrischen Zustandes der
osphäre und ihrer relativen Feuchtigkeit. Je feuchter die At-
sphäre bei sonst heiterer Witterung ist, desto bemerklicher macht
h ihre positive Elektricität. In Uebereinstimmung damit steht
dass dieselbe im Laufe des Jahres während der kälteren Monate,
en eine grössere relative Feuchtigkeit entspricht, bedeutender
vortritt als in den wärmeren Monaten.

258. Beobachtungen über die Luftelektricität, welche an der
chener Sternwarte vom 1. Mai 1850 bis Ende October 1851
estellt wurden, sind von Lamont [1]) mitgetheilt. Das dabei ge-
chte Elektrometer ist von dem Genannten selbst construirt
hat einige Aehnlichkeit mit dem bekannten Oersted'schen. An
em metallenen Träger, der mit einem Coconfaden verbunden ist,
gt nämlich eine horizontale Kupfernadel und ein kleiner Magnet.
Coconfaden ist oben innerhalb einer Metallröhre befestigt, die
en, wo sie in dem Deckel des Elektrometers isolirt befestigt ist,
en viereckigen Bügel aus Kupfer trägt, dessen horizontale Weite
as grösser ist als die Länge der Kupfernadel. Das Elektrometer
d so aufgestellt, dass der Bügel in die Ebene des magnetischen
idians kommt, wo dann die Kupfernadel durch den kleinen
gneten in der Ebene des Bügels gehalten wird, so lange als keine
ktrische Spannung vorhanden ist. Kommt aber Elektricität in
s erwähnte Metallrohr, so theilt sich dieselbe dem Bügel und der
del mit, und es erfolgt zwischen ihnen, da beide gleichnamig
ktrisirt sind, eine Abstossung. Die Nadel weicht seitwärts aus,

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXXV. S. 494.

und macht einen Winkel mit der Ebene des Bügels, der als Maass der elektrischen Spannung dient. Unter dem Bügel befindet sich eine Glastafel, auf welcher eine Kreistheilung verzeichnet ist. Das Elektrometer wird Behufs der Ablesung auf ein feststehendes Kästchen gestellt, worin ein Spiegel unter einem Winkel von 45° gegen den Horizont, und seitwärts eine Linse angebracht ist von solcher Brennweite, dass man damit im Spiegel ein deutliches Bild der Kreistheilung erhält, und auf der letzteren den darüber befindlichen horizontalen Bügeltheil und die Kupfernadel projicirt sieht. — Die Beobachtungsresultate enthält nachstehende Tabelle, welche die Spannungen der Luftelektricität zu den bemerkten Zeiten angibt. Dieselben lassen im Allgemeinen eine gewisse Uebereinstimmung mit den oben (S. 415 f.) mitgetheilten Angaben Schüblers über die im Laufe des Tages stattfindenden quantitativen Veränderungen der positiven Luftelektricität erkennen.

Morgens

	7h	8h	9h	10h	11h	12h	1h	2h	3h	4h	5h	6h	Mon.-Mittel
1850													
Mai	4,62	4,27	3,94	3,98	3,34	3,08	2,87	3,31	3,12	3,39	3,35	2,96	3,52
Juni	3,35	3,08	3,08	3,56	3,62	2,80	2,66	2,78	2,71	2,86	2,65	2,53	2,89
Juli	3,71	4,00	3,97	3,56	3,80	3,28	2,58	2,90	2,81	3,27	2,44	2,50	3,23
August	4,08	3,79	4,10	3,75	3,95	3,72	3,48	3,51	3,14	3,09	3,21	3,40	3,60
September	3,96	3,63	3,81	3,49	3,25	3,23	2,97	3,10	2,79	2,89	2,62	2,54	3,19
October	5,07	5,63	5,90	6,26	5,93	4,88	4,80	4,20	5,38	5,06	3,22	—	5,12
November	—	5,88	5,83	5,56	5,66	5,51	4,83	4,94	5,10	5,50	—	—	5,42
December	—	6,87	6,01	6,73	7,54	7,20	6,84	6,98	6,71	6,48	—	—	6,82
1851													
Januar	—	5,56	6,60	6,29	6,85	6,34	5,50	5,72	5,41	5,51	—	—	5,95
Februar	—	6,47	6,65	6,26	6,43	5,98	6,10	5,76	5,68	5,24	—	—	6,06
März	5,29	6,90	7,39	5,70	5,30	5,18	5,40	4,96	5,13	4,79	5,04	4,72	5,49
April	3,89	4,71	3,93	3,69	3,24	3,04	3,02	3,11	3,05	3,19	3,37	3,31	3,46
Mai	4,09	3,50	3,53	2,80	2,56	2,56	3,20	2,80	2,86	3,19	2,73	3,06	3,07
Juni	3,48	3,15	3,27	3,04	2,91	3,11	2,66	3,14	2,83	3,20	3,60	2,93	3,11
Juli	3,99	3,58	3,30	3,17	3,50	3,15	3,60	3,09	3,14	3,61	2,72	2,84	3,31
August	5,66	3,90	3,01	2,99	3,14	3,03	2,70	2,96	3,05	2,80	2,74	2,44	3,20
September	3,44	3,41	4,01	4,04	3,19	2,83	3,05	2,87	2,93	3,13	3,55	4,01	3,37
October	3,98	4,76	4,49	3,20	3,54	3,59	3,14	3,07	3,68	3,29	3,39	—	3,65

Auf der meteorologischen Station in Kreuznach wurden von ellmann [1]) Beobachtungen über Luftelektricität angestellt. Durch ie Mauer der nach W. gelegenen Giebelwand des Observatoriums urden in beinahe zwei Meter Entfernung von einander zwei starke serne Stangen geführt und inwendig auf Holz befestigt. Die obere t etwa $1^1/_2$ Meter von der Giebelspitze entfernt. Diese Stangen nd am äusseren Ende in etwa 1 Fuss Entfernung von der Wand it Ringen versehen, welche sich leicht wegnehmen und im Noth-lle durch andere ersetzen lassen. Durch diese Ringe geht eine nnene, 22 Fuss lange Stange, die mittelst eines Seiles, welches f einer mit einem eisernen Sperrrade versehenen Welle gedreht ird, auf und ab geschoben werden kann. Mit der Sperre wird ie Stange, wenn sie oben ist, festgehalten. Ueberdies ist die Ein-ichtung so getroffen, dass die Stange immer bis zu derselben Höhe ufgewunden werden kann. Die Stange läuft in der Mitte zwischen wei Fenstern, vor deren einem ein kleiner Balcon zum sicheren inaussteigen sich befindet. Vor dem anderen hängt ein Messing-raht, der unten mit einem messingenen Heft zum Anfassen ver-ehen, oben aber an dem einen Ende eines kupfernen Winkelhebels efestigt ist, welcher etwa 6 Zoll unter dem oberen Ende der tange durch diese hindurch geht. Der nach oben gehende Arm ieses Winkelhebels besitzt an seinem oberen Ende eine horizontale, was um die Stange gebogene Verbreiterung von etwa $1^1/_2$ Zoll inge. Der Winkelhebel ist in der Stange durch einen Stift so festigt, dass er, nachdem unten am Heft des Drahtes gezogen orden, vermöge seiner Schwere von selbst zurückfällt. Der untere m desselben, an dessen einem Seite der nach unten gehende aht hängt, ist glatt und etwa 1 Zoll breit, damit er sicher und icht in dem Schlitz der Stange sich bewegen könne. Auf der ange steckt eine kupferne Büchse mit einer Boden in der Mitte, r die untere Hälfte derselben, für die Stange bestimmt, von der beren trennt, in welche der Träger einer kupfernen Sammelkugel esteckt wird. Dieser Träger ist unten mit einem Fusse von Schellack, er ein Stück von einer dicken Kautschukplatte zur Basis hat, und twa 5 Zoll vom unteren Ende mit einem dicken Schellackringe, m welchen wieder ein dicker Kautschukring sitzt, umgeben, so lass er mittelst dieser beiden Vorrichtungen isolirt in die Büchse

[1]) s. Poggend. Ann. Bd. LXXXIX. S. 258.

gesteckt und mit dem kupfernen Winkelhebel angeschlagen werden kann, ohne ein Zerspringen des Schellacks befürchten zu müssen. Der Schellack ist überall möglichst geglättet und geebnet, um ihn bequem und sicher von Staub und Feuchtigkeit reinigen zu können. Oben auf dem Träger ist die Sammelkugel von Kupfer (6 Zoll im Durchmesser) mittelst einer Schraube befestigt. Die Büchse mit der Kugel kann leicht auf die Stange gesetzt und wieder heruntergenommen werden, indem man das Ganze an der Büchse fasst.

Will man nun die Luftelektricität prüfen, so verfährt man in folgender Weise. Der Beobachter nimmt die Sammelkugel, die mit ihrer Büchse auf einem Dreifusse neben dem Messinstrumente unten im Zimmer steht, trägt sie mittelst der Büchse hinauf, tritt durch das eine Fenster auf den kleinen Balcon, setzt die Büchse mit der Kugel auf die Stange, tritt dann wieder hinein und windet die Stange mittelst einer Kurbel, die an der Welle sitzt, über welche das Seil geht, in die bestimmte Höhe. Alsdann wird die Stange mittelst der Sperre festgestellt, das andere Fenster, vor dem der Messingdraht herabhängt, geöffnet, das messingene Heft ergriffen, angezogen und losgelassen. Die Sperre ist nun gehoben und die Stange sinkt, bis ein dicker eiserner Stift, der oben quer durch die Stange geht, auf den Ring der oberen Eisenstange schlägt. Durch diesen Stift wird die Stange bis zum folgenden Versuche getragen. Die Kugel wird nun mit der Büchse wieder abgenommen und heruntergetragen. Unten steht neben dem Messinstrument der Ueberträger, ein Messingdraht von 1 Fuss Länge und etwa 1 Linie Dicke, der an den Enden sorgfältig abgerundet ist. Derselbe wird mittelst eines hölzernen Fusses, auf dem er sicher steht und an dem er mit einer Schellackstange befestigt ist, gefasst. Das eine Ende der letzteren wird mit der Kugel, das andere mit dem Zuleitungsdrahte des Elektrometers in Berührung gebracht und so das Messinstrument, welches im Wesentlichen das bekannte von Dellmann construirte Elektrometer ist, geladen. Hat man den Ausschlagswinkel abgelesen, so wird mittelst einer auf Tuch geriebenen und an einem Schellackstiel gehaltenen Korkplatte, die man in die Nähe des Zuleitungsdrahtes bringt, die Art der Elektricität untersucht.

Der Haupttheil des Apparates ist, wie leicht ersichtlich, die Kugel mit ihrem Träger, auf deren Isolirung alle Sorgfalt zu verwenden ist [1].

[1] In Hinsicht auf den Elektricitätsverlust, der mit dem Transport der Kugel nothwendig verbunden ist, s. Dellmann a. a. O. S. 262 ff.

ugel ladet sich durch Vertheilung von Seiten der Luft und bringt immer die der Luftelektricität entgegengesetzte herunter, indem r Luftelektricität gleichnamige durch den messingenen Draht fort- rt wird, was sich darin zeigt, dass man mit ihm das Elektrometer n erhält, wenn man ihn isolirt mit dem Zuleitungsdrahte des- ı in Berührung bringt.

Auf der Kreuznacher Station wurde nun die Luftelektricität nässig täglich drei Mal gemessen zu den vom Königl. meteorol. nt festgesetzten Beobachtungsstunden, nämlich Morgens 6 Uhr, nittags 2 Uhr und Abends 10 Uhr; ausserdem aber noch so als es das Studium dieser Erscheinungen wünschenswerth e und die Verhältnisse des Beobachters zuliessen. Die nach- ıde Tabelle enthält bezüglich der Monatsmittel die Resultate riger Beobachtungen.

	Morgens.	Nachmittags.	Abends.	Mittel.
r	109,3	242,4	156,9	169;5
ar	113,5	151,0	156,7	140,4
	127,2	162,2	162,3	150,6
	137,2	140,3	107,7	128,4
	160,7	79,7	101,8	114,1
	140,2	94,2	122,9	119,1
	135,9	105,0	115,3	118,7
t	161,6	127,6	158,6	149,3
nber	173,2	142,7	146,4	154,1
er	150,4	169,0	169,8	163,1
ıber	229,8	217,8	230,9	226,2
ıber	186,6	278,1	220,8	229,2
tel	152,3	159,2	154,2	155,2

Dellmann macht darauf aufmerksam, dass die Luftelektricität n Ganzen, so auch im täglichen Gange, eine ziemliche Ueber- nmung mit dem Gange des Barometers zeige. Am auffallend- st das Sinken derselben mit SW., namentlich im Winter, wo i SW. im Durchschnitt nicht viel höher als im Sommer ist. genauere Nachweisung findet sich im zweiten Jahresbericht des . meteorol. Instituts. Sonst ergab sich, in Uebereinstimmung en bisherigen Beobachtungen, dass die Luft bei heiterer Witte- fast immer positiv elektrisch ist. Bei stiller Luft erschien die ung der atmosphärischen Elektricität weit weniger veränderlich, i starker Luftströmung; sie variirte am schnellsten, wenn sie

aus dem Zustande mit dem einen Vorzeichen in den mit dem anderen überging. Um den täglichen Gang der Luftelektricität näher zu veranschaulichen, theilt Dellmann noch einige Zahlen mit, die im Ganzen mit dem, was Schübler über ihren täglichen Gang bemerkt, übereinstimmen. Selten tritt der tägliche Gang regelmässig hervor, am besten noch, wenn alle Lufterscheinungen viel Regelmässigkeit zeigen, besonders bei heiterem Wetter, wo selbst zuweilen die tägliche Periode der Barometerschwankungen deutlich hervortritt.

260. De Romas, welcher Versuche mit einem Drachen anstellte, in dessen Schnur ein feiner Eisendraht eingeflochten war, machte die Wahrnehmung, dass die Spannung des betreffenden Elektrometers bei heiterem Wetter um so bedeutender wurde, je höher der Drache stieg, und folgerte daraus, dass die Stärke der positiven Elektricität der Atmosphäre mit der Entfernung von der Oberfläche der Erde zunehme. Auch Beccaria und Cavallo fanden dieselbe mit wachsender Höhe zunehmend. Dasselbe bemerkte Saussure [1]) beim Besteigen der Alpen, ebenso Schübler [2]) auf einer Reise durch die schweizerischen Alpen, und zwar um so bedeutender, je weiter man sich von ableitenden Umgebungen: Wäldern, benachbarten Abhängen, Häusern etc. befand. Zur Ermittelung der positiven Elektricität der höheren Luftschichten gebrauchte Saussure unter anderm eine durch einen 50 bis 60 Fuss langen Draht am Elektrometer befestigte Bleikugel, welche in die Höhe geschleudert wurde. Becquerel [3]) und Breschet benutzten zu demselben Zwecke einen langen feinen Goldlahnfaden, der an dem einen Ende mit dem Elektrometer, an dem andern mit einem Pfeile verbunden war. Der letztere wurde mittelst eines Bogens abgeschossen; es zeigte sich um so stärkere positive Elektricität, je höher der Pfeil sich über der Erde erhob. Dass die Reibung des Pfeiles an den Lufttheilchen nicht die Ursache dieser Elektricität war, ergab sich daraus, dass keine Anzeige derselben stattfand, wenn der Pfeil in einer Höhe von etwa 3 Fuss horizontal über der Erde abgeschossen wurde. Auch die von Biot und Gay-Lussac während ihrer Luftschifffahrt gemachten Wahrnehmungen bestätigen die Zunahme der positiven Elektricität in den höheren Schichten der Atmosphäre.

---

[1]) Reise. Th III. S. 253. 304. Th. IV. S. 374.

[2]) Schweigger's Journ. Bd. IX. S. 343.

[3]) Traité de l'Electr. et du Magn. T. IV. p. 110.

261. Verschiedene Beobachter, wie Beccaria, Romayne, Henley, Volta und später Grosse, Schübler und Gersdorf bemerkten bei Nebeln eine starke positive Elektricität der Luft. Dieselbe ist nach Schübler am stärksten in den kälteren Jahreszeiten, wo die Nebel niedriger stehen und dichter sind, als im Sommer. Dellmann beobachtete bei Nebeln gleichfalls verstärkte positive Elektricität. Wenn aber aus den Nebeln Regen herabfiel, hat man auch öfter negative Elektricität beobachtet. Aehnliches fand man bei Wolken. Schübler kam bei seiner Reise durch die Alpen nicht selten in die Wolkenregion, wo er die Elektricität gewöhnlich positiv fand, negativ hingegen, wenn die Wolken zugleich Regen brachten. Grosse bemerkte bei Nebeln öfter Spuren negativer Elektricität, die nicht selten auch beim raschen Hervortreten von Wolken an dem zuvor heiteren Himmel zur Anzeige gebracht wird. E. Beek [1]) beobachtete in Halle vom Juni bis Decbr. 1852 mehrere mal, dass sobald Ostwind in Südost oder Südwind schnell überging und dadurch der vorher klare Himmel bald mit Wolken bedeckt erschien, die Luftelektricität, welche zuvor positiv war, in die negative überging.

Die Regen selbst sind, nach den bis jetzt darüber angestellten Beobachtungen, viel öfter mit negativer als mit positiver Elektricität verknüpft. Volta fand in dieser Beziehung Folgendes. Näherten sich die Wolken, so zeigte sich noch starke positive Elektricität; fielen die ersten Tropfen, so wurde dieselbe schwächer, verschwand endlich und ging darauf in die negative über, die in wenigen Minuten sehr stark wurde. So dauerte es eine halbe oder ganze Stunde fort. Regnete es aber mehrere Stunden oder ganze Tage hindurch, so wurde die negative Elektricität sehr schwach; nur wenn der Regen auf kurze Zeit zunahm, wurde sie stärker, ging aber in die positive Elektricität über, wenn der Regen auf einige Zeit aufhörte.

Nach Schübler kommt bei Niederschlägen in der Atmosphäre etwa $1\frac{1}{2}$mal so viel negative als positive Elektricität vor. Die Abwechselungen positiver und negativer Elektricität hängen vorzüglich von Abwechselungen in der Stärke und zum Theil der Aggregation der Niederschläge selbst ab. Die einzelnen Regen zeigen sich gewöhnlich desto stärker (negativ) elektrisch, je stärker sie sind, oder

---

[1]) Zeitschr. für die gesammt. Naturw. vom naturw. Verein in Halle 1853. April. Nr. IV. S. 272.

überhaupt je schneller und je mehr Wasser in derselben Zeit aus Dunstbläschen in die tropfbare Form übergeht.

Grosse [1]) fand bei Regen, Schnee, Hagel und Graupeln den elektrischen Zustand des von ihm beobachteten Drahtes gewöhnlich negativ, wenn diese Niederschläge anfingen zu erscheinen; hierauf wurde er häufig positiv mit allmäliger Zunahme und Wiederabnahme und mit Uebergang in den entgegengesetzten Zustand alle 3 oder 4 Minuten. Diese Erscheinungen fand er so constant, dass man jedesmal, wenn der Draht negative Elektricität kundgab, dies als ein sicheres Zeichen ansehen konnte, dass Regen, Schnee, Hagel oder dglch. in der Nähe des Apparates befindlich, oder dass eine Gewitterwolke nicht weit von demselben entfernt sei. Die Elektricität während des Regens fand Grosse gewöhnlich negativ.

Auch nach Dellmann's Erfahrungen ist die Elektricität bei Regen, namentlich im Anfange desselben, stark negativ elektrisch. Bei Annäherung eines Gewitters erhielt er, selbst wenn es noch ziemlich fern war, so dass die Wolken desselben noch lange nicht über der Beobachtungsstelle schwebten, die Anzeige negativer Elektricität. Auch die Regentropfen selbst erschienen beim Anfange eines Regens meist negativ elektrisch.

262. Den Einfluss des Gewitters auf den Gang eines Luftelektrometers hat Schübler in zwei besonderen Fällen graphisch zur Darstellung gebracht. Das eine Gewitter zog seitwärts, das andere gerade über dem Zenith vorüber. Nachdem die Elektricität den Tag über schwach positiv gewesen war, fing es gegen 6 Uhr Abends zu regnen an. Die Elektricität des Regens war anhaltend negativ. Gegen 7 Uhr hörte der Regen auf, aber es bedeckten finstere Wolken den Himmel, und am südwestlichen Horizont stieg ein Gewitter auf. Die Elektricität zeigte sich noch immer negativ, veränderte sich aber mit jedem Blitze plötzlich; die Pendel des Elektrometers näherten sich dem Nullpunkte, gingen jedoch nach jedem Blitz mit negativer Elektricität wieder auseinander. Die letztere veränderte sich mit Annäherung des Gewitters mehr und mehr und wurde um 7 Uhr bei einem Blitze plötzlich Null und schwach positiv. Nach dem Blitze wurde sie aber wieder etwas negativ, um 7 U. 18′ ging sie ganz in die positive über und erreichte ihr Maximum bei der grössten Annäherung des Gewitters, nahm hierauf

[1]) Gilb. Ann. Bd. LI. S. 60 f.

ben so wieder ab und ging zuletzt wieder in die negative über, s es beim Abzuge des Gewitters zu regnen anfing. Beim Aufhö- n des Regens ging die Luftelektricität wieder langsam in die po- tive über. Im zweiten Falle, wo die Luftelektricität wie gewöhn- h von Anfang an positiv war, ging dieselbe unter heftigem Blitze d bald darauf folgendem Donner plötzlich in die negative von bei- hre gleicher Stärke über. Zugleich kam ein starker Regenguss. on diesem Augenblicke an zeigte sich eine entgegengesetzte Ord- ng im Steigen und Fallen des Elektrometers. Mit jedem Blitze hm nun die negative Elektricität zu, wie im vorigen Falle die sitive zugenommen hatte. Das Gewitter entfernte sich und da- it verminderte sich auch wieder die negative Elektricität, während s dabei anhaltend regnete. Nun wurde die Elektricität aufs neue sitiv, es erfolgte der letzte Blitz mit $+E$, worauf plötzlich ein gativ elektrischer Regen fiel, welcher nach einigen Abwechselun- en wieder aufhörte. Obgleich nun die negative Elektricität wieder hnahm, so blieb dieselbe doch nach aufhörendem Regen längere eit, und erst nach einer halben Stunde trat die gewöhnliche posi- ive Elektricität wieder langsam ein.

Foggo [1]) machte bei Regenschauern in England folgende Wahr- ehmungen. So lange nämlich die Wolke in einiger Entfernung on der Stange war, an welcher die Elektricität beobachtet wurde, atte die Luft gewöhnlich noch positive Elektricität; stand aber nmal der vorangehende Theil der Wolke über dem Leiter, so ver- r sich diese Elektricität und ward dann sogar negativ. Dieser ustand dauerte indess nur eine kleine Weile; derselbe ging in den sitiv elektrischen über, welcher anhielt, bis die Wolke vorüber gangen war, wo wieder negative Elektricität hervortrat, die dann hliesslich durch die positive Elektricität der Atmosphäre verdrängt urde.

Diese älteren Beobachtungen erinnern in gewisser Beziehung i einige neuere von Palmieri gemachte, nach welchen Gewitter- nd Regenwolken in der Mitte positiv elektrisch sind, aber so, dass ieser positiv elektrische centrale Theil von einem breiten negativ lektrischen Gürtel umgeben ist. Palmieri beobachtete dies auf dem 'esuv, wo sein Observatorium 590 Meter über dem Meere liegt. as so eben ausgesprochene Resultat seiner Beobachtungen hat

[1]) Edinb. Journ. of science. IV. p. 124. Baumgartner's Zeitschr. I. S. 295.

durch Dellmann [1]) eine Bestätigung und Ergänzung gefunden. Das positiv elektrische Centrum der Regen- und Gewitterwolken sowohl als der negativ elektrische Gürtel, welcher dasselbe umgibt, scheinen beide die Gestalt der Wolke anzunehmen, das + elektrische Centrum aber eine grössere Dichtigkeit zu besitzen, als der Gürtel. Die entgegengesetzt elektrischen Zustände der Wolke nehmen nach den Rändern hin ab und gehen durch 0 ineinander über. Bemerkenswerth ist noch, dass die von Dellmann in dieser Beziehung beobachteten Wolken alle keine Regen- und auch keine Gewitterwolken im engeren Sinne waren, obschon sie das Aussehen der letzteren hatten. Fast alle gingen ohne wahrnehmbaren Regen, Blitz und Donner vorüber.

263. Gedacht sei nun ferner einiger Versuche von Erman [2]), der ein empfindliches Goldblattelektrometer bei heiterer Witterung in einer gewissen Höhe innerhalb der Atmosphäre aufstellte, ohne ein merkliches Zeichen von Elektricität wahrzunehmen. Wurde aber ein Metalldraht, der an einer isolirenden Handhabe befestigt war, in eine höhere Luftschicht gebracht, hier einige Zeit horizontal gehalten und dann rasch auf das Elektrometer bis zur Berührung herabgesenkt, so divergirten die Goldblättchen mit positiver Elektricität. Dagegen zeigten dieselben eine Divergenz auf Grund negativer Elektricität, wenn man den Metalldraht horizontal in eine Luftschicht, die mehrere Fuss unter dem Elektrometer lag, hielt und nach einiger Zeit schnell gegen das Elektrometer führte. Der Leiter (Draht) nimmt hier stets den elektrischen Zustand der Luftschicht an, worin er sich gerade befindet, und dieser Zustand theilt sich auch dem Elektrometer mit, wenn man den Draht aus der betreffenden Luftschicht so rasch entfernt, dass die aufgenommene Elektricität sich nicht unterwegs zerstreuen kann. Die so eben hervorgehobenen, von Erman beobachteten Erscheinungen leitete Biot [3]) aus dem Umstande ab, dass die positive Elektricität der Atmosphäre mit wachsender Entfernung vom Boden zunimmt. Bezeichnet allgemein $+E$ die Menge freier positiver Elektricität, die der Schicht, worin das Elektrometer steht, zukommt, so bleiben nach Herstellung des Gleichgewichtes die Goldblättchen indifferent hängen, wenn

[1]) Poggend. Ann. Bd. CIII. S. 166.
[2]) Gilb. Ann. Bd. XV. S. 385.
[3]) Traité des phys. II. p. 456.

ihnen ein Körper genähert wird, der eben nur $+E$ hat. In einer etwas höheren Schicht ist aber die positive Elektricität stärker; der Zuwachs sei durch e bezeichnet; dann erhält der oben erwähnte Metalldraht hier $+E+e$, so dass das Elektrometer, wenn ihm der Draht rasch genähert wird, mit $+e$ divergirt. Dagegen befindet sich n einer Schicht, die etwa eben so tief unter als jene über dem nstrumente liegt, nur $+E-e$; der Draht, aus dieser Schicht em Elektrometer schnell genähert, gibt diesem so viel Elektricität, is zwischen beiden das Gleichgewicht hergestellt ist; die Blättchen ivergiren mit $-e$, und zeigen daher negative Elektricität.

Erman stellte noch Versuche über die Luftelektricität in der Weise an, dass er eine metallene Auflangespitze mit dem Elektrometer selbst verband. Letzteres war gewöhnlich ein Goldblattelekrometer von Weiss, angefertigt nach einer Anleitung von Gersdorf [1]). In den abgerundeten elfenbeinernen Deckel des Instrumentes ist eine Glasröhre eingekittet, durch welche das Metallstück eht, das an seinem unteren Theile die Goldblättchen trägt und ben eine hervorragende Schraubenmutter hat, in welche sich die erschiedenen metallenen Spitzen, die man dem Elektrometer unter mständen geben will, einschrauben lassen. Ein solches Elektroeter mit einer Spitze von etwa 3 bis 4 Fuss Länge zeigt, nach rman's Versuchen, wenn es im freien Felde plötzlich erhöht wird, ne starke Divergenz der Goldblättchen, welche von positiver Elekicität herrührt. Wird es aber dem Boden genähert, so divergirt s mit negativer Elektricität. Eine Bewegung in horizontaler Richng in einer gewissen Entfernung über dem Boden gibt keine Spur n Elektricität, falls der Boden ganz eben ist; steigt oder fällt ber der letztere, so gibt das Elektrometer eine sehr merkliche poitive Divergenz, wenn es bergan geht, dagegen eine negative, wenn an sich abwärts bewegt. Schraubt man auf die Spitze des Elekrometers eine Kugel auf, so wird dadurch die augenblickliche Erscheinung der Divergenz beim Auf- und Abwärtsbewegen nicht verindert, was auch dann nicht geschah, wenn Erman den ganzen Leitungsdraht in eine oben zugeschmolzene Glasröhre steckte. Die ositiven und negativen Divergenzen zeigten sich in diesem Falle ben so schnell und stark, als wenn die Spitze des Drahtes in freier erührung mit der Luft war, so dass also diese Erscheinungen hier

[1]) Ueber meine Beobachtungen d. atmosph. Elektricität etc. Göttingen 1802.

nicht von einem Einsaugen der Elektricität aus der umgebenden Luft herrühren können. Vor dem jedesmaligen Hinauf- und Hinabbewegen des Elektrometers kann man die gerade vorhandene Divergenz durch ableitende Berührung entfernen; die beschriebenen Erscheinungen bleiben jedoch nicht aus, wenn man das Elektrometer vorher nicht mit dem Boden in leitende Verbindung gesetzt hat; die Divergenzen sind nur in diesem Falle etwas schwächer. — Erman brachte das Elektrometer auf einem freien und ebenen Felde, auf welchem ein einzelner Baum stand, diesem allmälig in horizontaler Richtung näher. Es stellte sich eine negativ elektrische Divergenz ein, die mit fortschreitender Annäherung an den Baum zunahm, und mitunter ein Anschlagen der Goldblättchen bewirkte, in dem Augenblick, wo man unter den Baum trat. Diese negativ elektrische Divergenz blieb auch unverändert dieselbe, so lange das Elektrometer in der Nähe des Baumes verweilte. Sobald man sich aber vom Baume entfernte, ward die Divergenz geringer und verschwand allmälig ganz. Wurde das Elektrometer unter dem Baume ableitend berührt und dann von diesem entfernt, so entstand eine neue Divergenz, aber die entgegengesetzte, durch positive Elektricität bewirkte. Ein Baum, ein Haus, überhaupt jeder aus dem Erdboden sich erhebende Gegenstand kann als eine Verlängerung des Bodens angesehen werden. Nähert man sich einem Hause, so divergirt das Elektrometer ebenfalls negativ, unter einem Dache hingegen, wo man gewissermaassen Boden über und unter sich hat, verräth sich keine Spur von Elektricität. Wenn über das Zenith des Beobachters eine Wolke zieht, oder wenn Regen, Schnee oder Hagel auf den Ort der Beobachtung fällt, so werden Erscheinungen bemerkt, die den oben betrachteten gerade entgegengesetzt sind. Das Elektrometer divergirt positiv, wenn man es dem Boden nähert, dagegen mit negativer Elektricität, wenn es in die Höhe gehoben wird. Man sieht also, dass Wolken, Regen, Schnee etc. eben so wirken, wie ein Baum oder der Boden, jedoch stärker als letztere. Auf Grund aller dieser Erscheinungen, welche Erman als blosse elektrische Vertheilungsphänomene anerkennt, was sie grösstentheils wohl auch sind, glaubt derselbe einen eigenthümlichen elektrischen Zustand der Atmosphäre bezweifeln zu können. Die vertheilende Wirkung soll nach ihm vorzugsweise vom Boden ausgehen. Bei genauerer Betrachtung jedoch zeigen, wie wir im weiteren Verlaufe dieser Untersuchung sehen werden, die von Erman beobachteten Erschei-

ungen, dass die in denselben sich kundgebende elektrische Ver-
heilung nur zum Theil vom Boden ausgeht. Die positiv elektrische
ivergenz des in die Höhe geführten Elektrometers scheint vielmehr
on einem vertheilenden Einflusse der Atmosphäre herzurühren,
nd zwar eben von einem positiv elektrischen Zustande derselben,
elcher mit wachsender Höhe zunimmt; wohingegen die Vertheilungs-
hänomene, die man dem Boden zuschreiben kann, darauf hindeu-
en, dass dieser sich in einem anderen elektrischen Zustande als die
uft befindet, nämlich im Zustande sog. negativer Elektricität.

264. Einen negativ elektrischen Zustand der Erde hat man
chon mehrfach behauptet. Peltier (d. J.) glaubt denselben am grös-
en bei heiterer Witterung gefunden zu haben. Auch nach Lamont [1])
esitzt die Erde eine gewisse Menge negativer Elektricität. Diese
enge bleibt sich immer gleich, die Vertheilung derselben kann
ber zu verschiedenen Zeiten sehr verschieden sein. Die Atmo-
phäre, d. h. die reine Luft, soll dagegen gar keine eigenthümliche
lektricität haben. Die Gleichheit der negativ elektrischen Spannung
n der Erdoberfläche wird aber durch zwei Umstände modificirt,
urch die Erhöhungen und durch die Dünste, welche in der Atmo-
phäre schweben. An jedem über der Erde erhöhten Punkte
t eine mit der Erhöhung proportional zunehmende elektrische
pannung vorhanden. An Hausdächern, Kirchthürmen, Bergspitzen
ndet sich die Elektricität stets in grösster Menge angehäuft. Was
ie Dunstmassen betrifft, so sind diese entweder mit der Erde in
erührung oder von ihr isolirt. Im ersten Falle tritt dasselbe Ver-
ältniss ein, wie bei einem Berge; denjenigen Theil der Erdober-
äche, welcher mit der Dunstmasse in Berührung steht, verlässt die
lektricität gänzlich und begibt sich auf die Oberfläche der Dunst-
asse. Im zweiten Falle ist in Betracht zu ziehen, dass jeder Kör-
er latente Elektricität in unbestimmten Mengen enthält, die bei
nnäherung eines anderen elektrischen Körpers nach bekannten
esetzen durch Vertheilung (Influenz) frei wird. Wenn man nun
it dem Luftelektrometer eine Beobachtung anstellen will, sagt La-
ont, geht man damit auf ein Hausdach oder sonst einen erhöhten
nd freien Punkt hinaus, stellt das Instrument auf ein hohes Ge-
tell, berührt die Leitstange mit dem Finger, und bringt es dann in
inen verschlossenen Raum, etwa in ein Zimmer, wo die Ablesung

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXXV. S. 500.

geschieht. Durch die eben erwähnte Berührung mit dem Finger wird eine leitende Gemeinschaft mit der Erde hergestellt, und es muss unter der Voraussetzung, dass die Atmosphäre rein ist, die Elektricität, welche immer die höchsten Punkte zu gewinnen sucht in dem Elektrometer sich ansammeln, und zwar wird die Menge der Höhe proportional sein. Kommt dann das Instrument in einen verschlossenen Raum, wo keine elektrische Spannung stattfinden kann, so äussert sich die im Elektrometer enthaltene und von der Erde aufgenommene Elektricität frei, und zwar als negative. Wenn man also ein Luftelektrometer leitend mit der Erde verbindet, so verhält sich nach Lamont's Ansicht die Sache so, als wenn man auf einem isolirten negativ elektrischen Leiter eine Metallspitze befestigt. Die Elektricität des Leiters erfährt dadurch bekanntlich eine andere Anordnung, so dass die elektrische Dichte und Spannung an der Spitze am grössten wird. Untersucht man das Elektrometer, nachdem die erwähnte Berührung aufgehoben ist, so zeigt es den negativ elektrischen Zustand des Leiters am Beobachtungsorte an, während es den Anschein gewinnen kann, als ob der negativ elektrische Zustand des Instrumentes durch Influenz (Vertheilung) von Seiten einer positiv elektrischen Luft erregt worden sei. Indessen passt diese Ansicht, die mit Lamont noch einige andere Physiker theilen, nicht für den Fall, wo eine isolirte leitende Vorrichtung, bei heiterem Wetter der freien Atmosphäre ausgesetzt, auch dann positive Elektricität zu erkennen gibt, wenn man dieselbe nicht mit der Erde in leitende Gemeinschaft setzt. Ueberdies weiss die besagte Ansicht keine Rechenschaft von der Zunahme der positiven Elektricität mit wachsender Höhe zu geben. Denn wenn es auch wahr ist, dass sich die Elektricität an Spitzen, die mit einem elektrischen Körper verbunden sind, vorzugsweise anhäuft, so kann man daraus doch nicht sofort schliessen, dass an einem Leiter, etwa an einem Metalldrahte, der mit der negativ elektrischen Erde in Berührung steht, die Spannung der negativen Elektricität der Länge dieses Leiters unter allen Umständen proportional zunehme. Gleichwohl würde dies erforderlich sein, wenn auf Grund der bezeichneten Ansicht die nach der Höhe stattfindende Zunahme der positiven Elektricität erklärbar sein soll. Wir werden also wohl doch der Atmosphäre als solcher einen positiv elektrischen Zustand zuschreiben müssen. Ungezwungen erklären sich dann die Erscheinungen welche unsere Luftelektrometer darbieten. Der obere Theil eines

uft ausgesetzten isolirten Leiters wird dann (s. S. 413, Fig. 31) Vertheilung negativ, der untere hingegen positiv elektrisch. man aber den Leiter momentan in leitende Gemeinschaft mit rde, so wird von Seiten der letzteren die positive Elektricität eiters ausgeglichen, daher denn die negative allein zurück-

Eben so ist es, wenn man, wie bei Erman's Versuchen, das fende Elektrometer aufwärts bewegt. Der in diesem Falle be-tete positiv elektrische Ausschlag der Goldblättchen ist die des vertheilenden Einflusses von Seiten der positiv elektri-Luft. Durch ableitende Berührung des Elektrometers lässt diese Divergenz der Goldblättchen entfernen; es ist aber her-oben, dass die beschriebenen Erscheinungen noch ganz ebenso, twas schwächer, stattfinden, wenn man das Elektrometer auch : mit der Erde in leitende Verbindung setzt.

Erinnert sei hier nochmals an die Beobachtungen, welche be-i der Luftelektricität Biot und Gay-Lussac während ihrer Luft-ahrt machten. An dem einen Ende der Gondel war nämlich etalldraht von 50 Meter Länge aufgehängt, so dass er frei ing und durch das Gewicht einer Metallkugel gespannt war. m oberen Ende dieses Drahtes angesammelte Elektricität er-sich bei heiterer Witterung als negativ. Das obere Ende war ch dem vertheilenden Einflusse der höheren positiv elektrischen hichten ausgesetzt und musste demzufolge negativ elektrisch n (s. S. 413, Fig. 13). Auch musste mit wachsender Höhe die ität dieser negativen Elektricität zunehmen, falls die positive icität der Luft, durch deren Influenz jene bedingt war, nach öhe stärker wurde. So fand es sich denn auch. Freilich e man hier noch an einen vertheilenden Einfluss von Seiten egativen elektrischen Erde denken, vermöge dessen das obere des Drahtes allerdings auch negativ elektrisch werden müsste. dann hätte die negative Elektricität des oberen Drahtendes vachsender Höhe, also mit wachsender Entfernung von der nicht zunehmen können; dieselbe hätte unbedingt abnehmen n.

Endlich wollen wir noch auf einige Versuche Dellmann's [1]) isen, die ebenfalls, wie wir glauben, mit Evidenz die positive icität der Atmosphäre feststellen. Wenn Dellmann die von

[1]) Poggend. Ann. 1861. Nr. 4. (Bd. CXII.)

ihm benutzte isolirte Kugel (S. 419 f.) bis über das Haus des De-
ches hob, und sie dann ableitend berührte, so zeigte sie herunter-
gebracht gewöhnlich negative Elektricität. Sie ist nämlich durch
Vertheilung elektrisirt, da die positiv elektrische Luft die beide
entgegengesetzt elektrischen Zustände in derselben bewirkte; de
positiv elektrische Zustand wird aber durch die ableitende Berüh
rung entfernt, während der negativ elektrische zurückbleibt. Ver
weilt aber die Kugel längere Zeit, etwa eine halbe Stunde obe
ohne dass sie ableitend berührt wird, so zeigt sie heruntergebrac
gewöhnlich positive Elektricität, die geringer ist, wenn die Kugel
kürzere Zeit oben bleibt. In diesem Falle ist die Kugel durch
Mittheilung elektrisch geworden, indem die Luftmolecüle ihre posi-
tive Elektricität an die Kugel abgeben, und immer neue Luftschich-
ten nach Abstossung derjenigen, die sich bereits mit der Kugel in's
Gleichgewicht gesetzt haben, hinzukommen, bis endlich die Ladung
der Kugel dem in der Luft vorhandenen (positiven) Elektricitäts-
quantum entspricht. Wenn nun die Ansicht richtig ist, dass der
Luft eine nach der Höhe wachsende positive Elektricität zukomm
so muss die Kugel, falls sie ohne ableitende Berührung in verschi
dene Höhen gebracht wird, in der grösseren Höhe während der
ben Zeit eine stärkere Ladung erhalten. Dies wurde durch das
wiederholte Experiment bestätigt.

Was dagegen den negativ elektrischen Zustand der Erd
trifft, so wird dieser, als permanenter Zustand derselben, vor
mann negirt. Die Erde soll nach ihm nur durch Influenz v
ten der Luft und der Wolken elektrisch werden. Hierin
wir jedoch nicht mit ihm übereinstimmen. Wir haben erwä
Erman an seinem Elektrometer einen negativ elektrischen
bemerkte, als er dasselbe gegen die Erde herabführte. Di
von einem Einfluss der Erde herzurühren, der durch
negative Elektricität in dem Instrumente frei macht,
die Erde selbst als negativ elektrisch zu betrachten w
dings kann man die negativ elektrische Divergenz des ge
bewegten Elektrometers auch aus dem positiv elek
stande der Luft ableiten, falls man das Instrument i
sen Höhe momentan mit der Erde in leitende Gem
Die Luft wird nämlich durch Vertheilung positive
machen, und wenn diese durch ableitende Berührun
so bleibt noch die negative Elektricität zurück,

Senkung des Instrumentes gegen die Erde, eine Divergenz der Goldblättchen bewirkt. Wenn aber das Instrument auch ohne ableitende Berührung eine solche (negativ elektrische) Divergenz zeigt, so kann dies, wie es scheint, nur von einem vertheilenden Einflusse herrühren, den die Erde als negativ elektrisch ausübt. Dasselbe gilt von jedem hervorragenden Leiter, der mit der Erde in Verbindung steht, z. B. von einem Baume. Die von Erman in der Nähe eines auf freiem Felde stehenden Baumes gemachten Beobachtungen möchten sich aus dem positiv elektrischen Zustande der Atmosphäre noch nicht ableiten lassen. Sonach finden wir uns veranlasst, die Erde im Gegensatze zu der atmosphärischen Luft als negativ elektrisch anzusehen. Wenn überdies die positive Elektricität der Atmosphäre mit wachsender Höhe zunimmt, so können und müssen wir fast die tieferen Schichten der Atmosphäre und schliesslich auch die Erde selbst im Vergleich zu den höheren Luftschichten als negativ elektrisch betrachten.

Eine Wolke, die in einem unter ihr befindlichen Elektrometer einen negativ elektrischen Ausschlag bewirkt, so dass also, wenn man das Instrument ableitend berührt, positive Elektricität zurückbleibt, ist natürlich negativ elektrisch. Aus der Umkehr der Erscheinungen, welche Erman an seinem Elektrometer bei Gegenwart von Wolken beobachtete, ist zu entnehmen, dass der negativ elektrische Zustand derselben intensiver als derjenige der Erde war. Im Uebrigen ist klar, dass die negative Elektricität der letzteren stellenweise durch die stärkere einer Gewitterwolke vorübergehend ganz zurückgedrängt und positive Elektricität durch Vertheilung hervorgerufen werden kann.

264. Nachdem man Veranlassung gefunden, der Atmosphäre als solcher positive Elektricität beizulegen, suchte man nach den Quellen dieser Elektricität. Die Hauptquelle derselben sahen Volta und Saussure in der Verdampfung des Wassers. Der Wasserdampf sollte im Acte seiner Bildung positive Elektricität annehmen und fortführen, die Flüssigkeit hingegen im negativ elekrischen Zustande zurückbleiben. Späterhin kam Pouillet zu dem Resultate, dass chemisch reines Wasser aus einem Platinagefäss verdampft keine Elekricität mit sich fortführe, nur wenn das Wasser, selbst in geringen Mengen, Säuren, Alkali oder ein Salz aufgelöst enthalte, zeige der Dampf aus den sauren und salzigen Lösungen positive, aus den Lösungen der fixen Alkalien negative Elektricität. Da nun

das Meerwasser reichlich Salzlösungen enthält, so vermuthete man hier eine reiche Quelle für die positive Elektricität der Atmosphäre. Indessen haben Versuche von Armstrong, Faraday, Reich und Riess dargethan, dass die bei dem Verdampfungsprocess vorkommenden Elektricitätserscheinungen ihre Ursache nicht in ihm selbst, sondern vielmehr in der Reibung der von dem Dampfe fortgerissenen Wassertheilchen an den Gefässwänden haben. Dies lehren auch die Erscheinungen an der Hydroelektrisirmaschine. Nach Pouillet sollte die Elektricitätsentwickelung bei der Verdampfung jener Lösungen von dem Ausscheiden der Wassertheilchen aus der Verbindung mit den im Wasser gelösten Stoffen herrühren. Dagegen folgt aus Versuchen, welche Gaugain [1]) über die Elektricität anstellte, die in gewissen Fällen bei der Verdampfung von Salzlösungen auftritt, gleichfalls, dass man die atmosphärische Elektricität nicht chemischen Ursachen zuschreiben dürfe, welche bei der ruhigen Verdampfung des Meerwassers vor sich gehen sollen; auch nach ihm lässt sich die dabei beobachtete Elektricität auf eine Reibung der Wassertheilchen zurückführen. Dessenungeachtet weiss man, dass die Dampfbildung auch ohne Mitwirkung der Reibung von einer Elektricitätsentwickelung begleitet sein kann. Hierüber hat Buff [2]) Versuche angestellt, die allerdings auch zu dem Resultate führten, dass der Process der Verdampfung an sich keine bemerkbare Elektricitätserregung zur Folge hat. Dagegen kann der Dampf die Elektricität, welche die Flüssigkeit aus irgend einer anderen Elektricitätsquelle erhalten, annehmen und anderen Körpern, z. B. einem condensirenden Elektroskope, mittheilen. So werden bekanntlich Wasser und verschiedene andere Flüssigkeiten in Berührung mit Metallen elektrisch erregt. Deshalb können auch die Dämpfe des Wassers, wenn dieses aus einer Metallschale verdampft, die aus dem Contact hervorgegangene Elektricität der Flüssigkeit mit sich fortführen.

Bei Buff's Versuchen befand sich die zu verdampfende Flüssigkeit in einem Glaskolben, der auf einem Metallgewebe über der Flamme einer Spirituslampe stand. Ein durch eine Glashülle von den aufsteigenden Dämpfen isolirter Metalldraht tauchte in die Flüssigkeit, während ein isolirter Platinstreifen unmittelbar von den aus

[1]) L'Instit. No. 1066. p. 194.

[2]) Ann. der Chemie u. Pharmacie. Bd. LXXXIX. S. 203.

Gefässe tretenden Dämpfen getroffen wurde. Beide Metalle
len gewöhnlich mit den Platten eines Condensators in Verbin-
; es konnte aber auch die Elektricität des einen oder ande-
Metalls zur Erde abgeleitet werden.

Wenn man nun beispielsweise einen Zinkdraht ins Wasser
ht, so wird jener negativ, dieses positiv elektrisch, und wenn
die negative Elektricität des Zinks gehörig ableitet, so über-
sich der positiv elektrische Zustand des Wassers vermittelst
Dämpfe auf den Condensator. Um sich zu überzeugen, dass
dem Wasser, wenn es mit einem Metall in Berührung ist, selbst
gewöhnlicher Temperatur Elektricität entweicht, verbinde man,
Buff, die untere Kupferplatte eines Condensators durch einen
n befestigten Kupferdraht leitend mit der Erde, und breite auf
freien Oberfläche der oberen Condensatorplatte, welche aus
besteht und auf der Seite eine Handhabe hat, mittelst Lösch-
er eine Lage Wasser aus. Nach einer Stunde etwa wird man
schwache negativ elektrische Ladung der Zinkplatte wahrneh-
. Diese Elektricität beruht also auf einer Contactwirkung und
Dampf bildet nur eine Ableitung derselben. Steht das Wasser
t mit Körpern in Berührung, durch welche es fortdauernd elek-
h erregt werden oder Elektricität empfangen kann, so können
seine Dämpfe nicht elektrisch werden.

Hiernach wird der Luft durch die in freien Gewässern statt-
ende Verdunstung keine positive Elektricität zugeführt. Wahr-
inlicher ist es dagegen, dass die Gewässer negative Elektricität
ittelst der Dämpfe in die Atmosphäre bringen, indem diesel-
als bessere Leiter von der negativen Elektricität aufnehmen,
he der Erde als solcher zugehört.

265. Nachdem wir nun so eine Reihe thatsächlicher Ver-
nisse discutirt haben, wollen wir die besprochenen elektrischen
cheinungen der Atmosphäre noch auf Grund einer bestimmten
retischen Ansicht, die ich bereits anderwärts [1]) erörtert habe,
Betracht ziehen. Wir werden dieselbe hier, den Hauptpunkten
h, in ihrer Anwendung auf den vorliegenden Fall mit eini-
ergänzenden Zusätzen reproduciren. Nach dieser Ansicht gibt

[1]) Die Lehre von der Elektricität und dem Magnetismus. Versuch einer
retischen Ableitung der elektrischen u. magnetischen Erscheinungen. Leipz. 1855.

es nicht zwei besondere, entgegengesetzt elektrische Fluida, s nur Ein Fluidum, das unter den Begriff des sog. Aethers fä wahrscheinlich identisch ist mit jenem Aether, der durch die S gungen seiner Elemente die Erscheinungen des Lichtes u strahlenden Wärme bedingt [1]). Die Elemente (Atome) diese Fluidums, das wir bezüglich der elektrischen Erschei schlechthin Elektricum nennen wollen, sind zum Theil um di sentheilchen aller Körper gruppirt, dergestalt, dass sie di sphärenartig einhüllen. Jeder Körper kann auf solche Wei gewisse Quantität von Elektricum enthalten und sich dabei i Zustande befinden, worin zwischen den elektrischen Elemen stabiles Gleichgewicht besteht. Wird aber diese Quantität ve oder vermindert, so wird auch das elektrische Gleichgewicht Im ersten Falle, wo das Elektricum in einem Körper über wöhnliche Maass hinaus angehäuft ist, besteht eine stärkere nung zwischen den Sphären der Massentheilchen oder eine s Repulsion (Abstossung) zwischen den elektrischen Elementen so dass ein Theil der letzteren nach aussen strebt; im zweite hingegen sucht der Körper aus der Umgebung, deren elek Sphären nach ihm hindrängen (gleichsam wie die Luft der Atm nach einem luftverdünnten Raume), so viel Elektricum aufzun als zur Wiederherstellung seines gewöhnlichen Zustandes, d. elektrischen Gleichgewichtes, erforderlich ist. Beide Fälle mite verglichen bekunden also verschiedene, in gewisser Beziehu gegengesetzte Zustände eines Körpers; nennt man den einen positiv elektrisch, so kann und muss man den andern als elektrisch bezeichnen. Bekanntlich ist die gewöhnliche Bezeich weise der beiden entgegengesetzt elektrischen Zustände, so erfahrungsmässig gegeben sind, eine willkürliche, so dass m selbe auch umkehren könnte. Insgemein nennt man den Z welchen eine mit Wollen- oder Seidenzeug geriebene Sie stange darbietet, den negativ elektrischen, und denjenigen, v ein mit demselben Stoffe geriebener Glasstab kundgibt, den elektrischen Zustand. Im Sinne unserer Ansicht lässt sich nur scheinlich machen, dass die insgemein sog. positive Elektricit jenigen Zustand eines Körpers bezeichnet, worin dieser we

[1]) s. Physikalisches Lexicon, begonn. von Marbach, fortges. von C Leipz. 1859. Bd. VI. S. 762 ff.

ektricum, die sog. negative Elektricität hingegen einen solchen stand bedeutet, worin ein Körper mehr Elektricum als im gewöhnlichen Zustande besitzt. Es wird aber jeder Körper, der ein gregat miteinander verbundener Massentheilchen ist, in seinem wöhnlichen Zustande, falls das Elektricum irgend einmal in ihm häuft war, noch einen, wenn auch schwachen Rest freien Elekums zurückhalten, weil die Repulsion, um derentwillen das Elekum den Körper zum Theil verlassen muss, immer schwächer d, je mehr der elektrische Zustand des Körpers dem Gleichgewicht seiner Umgebung nahe kommt. D. h. zwischen den elektrischen menten des Körpers besteht eine solche Spannung, dass dieselbe h zum Theil frei nach aussen gerichtet ist. So wird nun auch Erdoberfläche und jedem auf ihr befindlichen Leiter eine elekche Schicht mit freier, wenn auch geringer, Spannung adhäriren. Atmosphäre besteht aber aus einzelnen Gastheilchen, um welche Elemente des Elektricums ebenfalls in der Form von Sphären ppirt sind. Diese Gruppirung ist jedoch bei der Luft, die unter wöhnlichen Umständen ein Isolator oder schlechter Leiter ist, berlicher als bei den guten Leitern der Elektricität, so dass auch t die elektrischen Elemente weniger im Zustande der Repulsion neinander befindlich sind, und zwar um so weniger, je mehr sich in die Atmosphäre erhebt, deren Temperatur, wie man ss, von unten nach oben abnimmt. Die Luft ist in den unteRegionen der Atmosphäre dichter als in den höheren, indem t in demselben Volumen mehr Lufttheilchen als hier enthalten . Dies kann nicht ohne Einfluss sein auf die Spannungsvernisse der elektrischen Elemente, welche die Lufttheilchen umliessen. Die Spannung zwischen den elektrischen Sphären der ttheilchen wird in den unteren dichteren Schichten der Atmoire grösser sein, als in den höheren dünneren, und es erscheint er als eine natürliche Folge der von unten nach oben abnehden Dichte der Luft, dass auch jene Spannung von unten nach n abnimmt. Die höheren Luftschichten bieten hiernach einen schwächeren elektrischen Druckes dar, oder sie sind, wenn uns der gewöhnlichen Ausdrucksweise bedienen, positiv elekch, und zwar um so mehr, je höher sie liegen.

Wenn man nun einen Leiter, etwa einen Metalldraht, der in r tieferen Luftschicht mit seiner Umgebung im elektrischen ichgewichte ist, wohl isolirt in eine höhere Region der Atmosphäre

bringt, so wird das Elektricum desselben sich nach der Seite des schwächeren elektrischen Druckes hin bewegen, also an dem oberen Drahtende sich verdichten, welches dann nach der gewählten Bezeichnungsweise negativ elektrisch ist (s. S. 413, Fig. 31). Das untere Ende ist hingegen positiv elektrisch, insofern es nämlich jetzt weniger Elektricum als im gewöhnlichen Zustande besitzt. Setzt man den Draht auf einen Augenblick mit der Erde in leitende Verbindung, so strömt aus derselben eine gewisse Quantität Elektricum zu, wodurch die Verdünnung in dem unteren Theile des Drahtes ausgeglichen wird. Der Draht enthält nun mehr Elektricum als in seinem früheren Zustande, und dieses überschüssige Quantum wird als sog. negative Elektricität frei werden, wenn man den Draht, nach aufgehobener Verbindung mit der Erde, in eine tiefere Region bringt. Lässt man aber den Draht, ohne ihn mit der Erde momentan in leitende Gemeinschaft zu setzen, längere Zeit in der Höhe verweilen, so wird sich das an seinem oberen Ende ansammelnde Elektricum allmälig zerstreuen, indem es sich den benachbarten Luftmolecülen mittheilt, bis endlich ein gewisses Gleichgewicht zwischen der elektrischen Spannung der umgebenden Luft und der des Drahtes eingetreten ist. Der letztere enthält jetzt weniger Elektricum als in seinem früheren Zustande; er ist, wie man sagt, durch Mittheilung elektrisch geworden, und wird, isolirt herunter gebracht, freie positive Elektricität an einem Elektrometer kundgeben, indem das dem letzteren adhärirende Elektricum bis zu einem gewissen Maasse in denselben übergeht. — Es ist ersichtlich, wie die bezeichnete Influenz von Seiten der Luft auf einen in derselben emporgerichteten Metalldraht begünstigt werden kann, wenn zwischen diesem und den höheren Luftschichten gewissermaassen eine leitende Gemeinschaft durch eine von der Drahtspitze aufsteigende Rauchsäule oder durch in der Atmosphäre schwebenden Wasserdunst hergestellt wird.

Nach der dargelegten Ansicht ist nun die sog. positive Elektricität der Atmosphäre ihr natürlicher Zustand; sie ist positiv elektrisch in Hinsicht auf die Erde, und die höheren Luftschichten sind allemal positiv elektrisch gegen die tieferen. Umgekehrt ist die Erde negativ elektrisch in Rücksicht der Atmosphäre, wie denn auch die tieferen Schichten der letzteren bezüglich der höheren in gewissem Maasse als negativ elektrisch angesehen werden können. Die früher (S. 415 ff.) hervorgehobenen täglichen Maxima und Minima

der Luftelektricität haben wir aber nicht sowohl als Zeichen einer wirklichen Zu- und Abnahme derselben, sondern vielmehr als Hindeutungen auf solche Zustände der Atmosphäre zu betrachten, durch welche ihr an sich wenig veränderlicher positiv elektrischer Zustand mehr oder weniger Einfluss auf unsere Elektricitätsanzeiger gewinnt.

266. Bedarf die positive Elektricität der Atmosphäre nach unserer Ansicht keiner besonderen Quelle, so haben wir nur noch zu überlegen, woher die meist negative Elektricität der atmosphärischen Niederschläge kommt. Kann der Verdampfungsprocess des Wassers nach den angeführten Versuchen nicht als die Ursache des positiv elektrischen Zustandes unserer Atmosphäre angesehen werden, so ist es doch möglich, dass derselbe die Quelle der negativen Elektricität ist, welche bei jenen Niederschlägen öfter hervortritt. Bei der Verdunstung des Wassers, welches die Erde bedeckt, werden durch Einwirkung der Wärme die kleinsten Massentheilchen (Molecüle) des Wassers von einander getrennt, und weil das letztere mit der negativ elektrischen Erde in Berührung ist, so wird dem Elektricum im Acte der Verdampfung Gelegenheit gegeben, grössere Sphären um die Wassermolecule zu bilden, als denselben während ihrer Verbindung untereinander möglich war. Wenn nun die isolirten Wassermolecule in die Atmosphäre aufsteigen und sich hier verbreiten, so können sie keine merkliche Spur von eigenthümlicher Elektricität verrathen, da das Elektricum dergestalt um dieselben gruppirt ist, dass sie sich im Wesentlichen eben so wie die Molecüle der Luft verhalten; verdichten sich dieselben aber in der Atmosphäre irgendwo zu tropfbarem Wasser, so wird in dem Acte ihrer Vereinigung ein Theil von dem Elektricum der Sphären frei werden. Für die Menge dieser frei hervortretenden Elektricität muss die Schnelligkeit des Ueberganges aus dem gasförmigen Zustande in die tropfbar flüssige Form von Bedeutung sein. Geschieht dieser Uebergang sehr allmälig, so wird das Elektricum ebenso allmälig frei, und die jeden Augenblick hervortretende Menge kann so gering sein, dass sie sich der Wahrnehmung völlig entzieht. Der positiv elektrische Zustand der Atmosphäre überhaupt wird dadurch nicht beeinträchtigt werden; vielmehr müssen die höher gelegenen positiv elektrischen Luftschichten, weil der entstandene Dunst eine Art leitender Gemeinschaft zwischen ihnen und dem Luftelektrometer stiftet, einen grösseren Einfluss auf das letztere gewinnen. Es kommt hierbei viel, ja fast Alles auf quantitative Verhältnisse an.

Nebel und Wolken sind Aggregate von Dunstbläschen, welche die eben erwähnte Gemeinschaft bezüglich der höheren Luftschichten vermitteln. Anzeigen negativer Elektricität stellen sich oft erst dann ein, wenn die Dunstbläschen zu Tropfen zusammenfliessen, und auch in diesem Falle kann die Leitung, welche sie zwischen den höheren positiv elektrischen Luftschichten und den an der Erdoberfläche befindlichen Objecten gewähren, in ihrer Folge das Uebergewicht haben über die Wirksamkeit der negativen Elektricität, d. h. des Elektricums selbst, welches bei der Condensation des Dampfes zu Wasser frei hervortritt. Wenn dagegen eine plötzliche und energische Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes stattfindet, wie etwa beim Gewitter durch das Eindringen eines kälteren Luftstromes in warme mit Wasserdampf gesättigte Luft, so wird eine heftige Repulsion zwischen den elektrischen Sphären der Wassermolecüle eintreten, wenn diese zur Bildung einer enormen Menge dicht aneinander gedrängter Dunstbläschen oder gar zur Tropfenbildung veranlasst werden. Je rascher und energischer die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes von Statten geht, desto grösser wird die Menge des frei werdenden Elektricums sein. Dieselbe wird gerade bei der ersten energischen Tropfenbildung am grössten sein, weniger wenn der einmal eingeleitete Regen nur noch erhalten wird durch die Condensation des Wasserdampfes auf der kalten Oberfläche der bereits gebildeten Tropfen in einer mit Wasserdampf gesättigten Luft. Dass die elektrische Spannung einer Gewitterwolke von der Grösse und Schnelligkeit des Niederschlages abhängig ist, bekundet die oft gemachte Erfahrung, dass der Blitz meist aus dem dichtesten Theile der Wolke hervorbricht, oder da wo der stärkste Regenguss herabkommt. — Wohl vereinbar mit unserer Theorie ist eine von Peltier geäusserte Ansicht, nach welcher die Wolken auf zweierlei Weise elektrisch sind, nämlich molecular und peripherisch. Der molecular-elektrische Zustand bezieht sich auf die Elektricität der einzelnen Dunstbläschen. Sobald sich die letzteren aneinanderreihen, geht ihre Elektricität auf die Oberfläche der Wolke, und die hier peripherische Elektricität kann nach der Entladung durch die moleculare wieder ersetzt werden.

267. Eine auf die bezeichnete Weise entstandene Gewitterwolke ist nun allemal negativ elektrisch,[1]) insofern das Elektricum

[1]) da das Elektricum, welches die Wassermolekule während der Verdun-

lbst auf ihrer Oberfläche angehäuft ist. Indessen kann wohl der sitiv elektrische Zustand der höheren Luftschichten nicht ohne

---

ng von der negativ elektrischen Erde aufnehmen, bei der Condensation des at-sphärischen Wasserdampfes frei wird. Freilich zeigen unsere Versuche bei wäs-igen Niederschlägen im Kleinen keine bemerkbare Elektricitätsentwickelung, die ch kaum zu erwarten ist, wo eine verhältnissmässig geringe Dampfmenge sich hältnissmässig langsam niederschlägt, und namentlich dann nicht zu erwarten , wenn sich mancherlei Nebenableitungen darbieten, durch welche die im Akte r Condensation momentan hervortretende Elektricität dem prüfenden Instrumente tzogen werden kann. Auch darf bei solchen Versuchen die Dampferzeugung nicht ter Umständen stattfinden, die von denen, welche bei der freiwilligen Verdun-ung des Wassers an der Erdoberfläche obwalten, merklich abweichen, damit nicht ra das Wasser, welches zur Dampferzeugung benutzt wird, in Folge der gege-nen Contactverhältnisse in den positiv elektrischen Zustand gerathe. — Auf eine ktricitätsentwickelung bei dem Uebergange des Wassers in die starre Form deutet e von Pontus gemachte Beobachtung. Man bringt nämlich ein mit Wasser ge-lltes Glaskölbchen, welches einen 1 bis 2 Centimeter langen Hals hat und äusser-h überall mit Baumwolle bekleidet ist, unter die Glocke einer Luftpumpe, nach-m man die Baumwolle mit Aether benetzt hat. Wird dann das Wasser durch hnelles Evacuiren der Glocke zum Gefrieren gebracht, so soll allemal einige Augen-licke vor dem Erstarren ein, selbst bei hellem Tage deutlich sichtbarer, Funke s dem Halse des Kölbchens springen. Die Richtigkeit dieser Angabe wurde von ria-Fontenelle bestätigt *). Ist aber jene Lichterscheinung elektrischer Natur, so sst sich daraus wohl entnehmen, dass auch bei dem Uebergange des gasförmigen Wasserdampfes in die tropfbarflüssige Form eine Elektricitätsentwickelung stattfinde.

Betrachtet man hingegen die Aenderung des Aggregatzustandes als solche in einerlei Weise mit einer Elektricitätsentwickelung verknüpft, so könnte man sich m Gedanken hingeben, dass die Gewitterform thermo-elektrischer Natur sei, also figlich durch die Vermischung ungleich temperirter Luftmassen bedingt werde, so ss denn die dabei condensirten Wasserdämpfe (Dunstbläschen etc.) eben nur zur Sammlung der entwickelten Elektricität dienen würden. Den Umstand aber, dass elektrische Spannung einer Gewitterwolke von der Schnelligkeit und Grösse der ndensation des Wasserdampfes abhängt, hätte man als etwas rein Secundäres auf-assen, indem der wässerige Niederschlag eben um so energischer geschieht, je dzlicher und energischer die Vermischung jener Luftmassen statt hat; womit sich ch der Gedanke verknüpfen lässt, dass die auftretende Elektricität sich um so hr als freie offenbaren wird, je grösser die Menge der erzeugten Dunstbläschen . Nach dieser Ansicht sollte indess, wenn man blos auf den thermischen Ge-satz der betreffenden Luftmassen reflectirt, die Gewitterform bei uns fast eben so ufig und noch energischer im Winter als im Sommer auftreten, da dieser Gegen-tz zwischen den beiden Hauptluftströmungen, durch deren Vermischung wässerige ederschläge entstehen, in der erstgenannten Jahreszeit grösser als in der letzteren

---

*) Journ. de chim. méd. 1833. p. 429; vgl. Poggend. Ann. Bd. XXVIII. S. 687.

Einfluss sein auf die Anordnung des in einer Gewitterwolke ausgeschiedenen Elektricums. Hat eine solche Wolke eine beträchtliche Ausdehnung nach der vertikalen Dimension, oder schwebt sie einigermaassen hoch, so wird sich das in ihr ausgeschiedene Elektricum vorzugsweise nach oben hin bewegen, wo der elektrische Gegendruck am schwächsten ist, d. h. das Elektricum wird sich vorzugsweise den dünneren positiv elektrischen Luftschichten zuwenden und daher an der oberen Fläche der Wolke ansammeln. Dadurch wird aber der mittlere, untere Theil der letzteren selbst positiv elektrisch, während das Elektricum an den seitlichen Rändern der Wolke noch als sog. freie negative Elektricität wirksam bleibt. Vielleicht erklären sich auf diese Weise die von Palmieri an einem Luftelektrometer gemachten und von Dellmann im Wesentlichen bestätigten Beobachtungen, nach welchen Gewitterwolken ein positives Centrum und einen negativen Gürtel darboten (S. 425 f.). Doch ist zu erwarten, dass, wenn die Condensation des Wasserdunstes in der Gewitterwolke stellenweise zu einer energischen Tropfenbildung fortschreitet, dann die besagte Anordnung des ausgeschiedenen Elektricums eine mehr oder minder bedeutende Veränderung erfahren muss, indem nun eine weitere translatorische Bewegung des Elektricums und demzufolge eine elektrische Entladung der Wolke stattfindet.

Die Gewitterwolke selbst kann auf andere entfernte Wolkenschichten. die, wenn sie minder energisch entstanden sind, sich mehr im gewöhnlichen Zustande befinden, vertheilend wirken. Dies geschieht in der Weise, dass der elektrische Druck, welchen das in der Gewitterwolke angehäufte Elektricum gegen die Umgebung ausübt, durch die zwischenliegenden Luftschichten sich fortpflanzt und das Elektricum einer zweiten Wolke von der zugekehrten Seite nach der abgewendeten treibt. Das Elektricum der Gewitterwolke wird dann, sobald es das Maximum der Spannung erreicht hat, als elektrischer Funke die Luft durchbrechen, um in den positiv-elektrischen Raum, den es sich selbst im zugekehrten Theile der zwei-

---

ist. Dunkel ist auch bei dieser Ansicht das Verhalten der beiden entgegengesetzt elektrischen Zustände während der Vermischung der ungleich temperirten Luftmassen, wie dieselbe denn auch noch insbesondere zu erklären hat, woher es kommt, dass gerade die negative Elektricität auf eine so constante Weise in den Gewitterwolken hervortritt.

en Wolke geschaffen hat, einzudringen. Ist aber die Entfernung eider Wolken bedeutend, so wird das in der Gewitterwolke angeammelte Elektricum nicht selbst in die zweite gelangen, sondern ur in einem gewissen Abstande eine Anhäufung des Elektricums i den zwischenliegenden Luft- und Dunstschichten hervorbringen. Von ier aus kann dann wieder in einer bestimmten Distanz eine neue Verichtung des Elektricums bewirkt werden, und so in abnehmendem rade fort bis zur andern Wolke. Bricht nun der Blitz aus der gentlichen Gewitterwolke hervor, so springen auch elektrische Funen zwischen beiden Wolken aus allen jenen Stellen über, in denen ne Anhäufung des Elektricums stattfindet. Mit der eben bezeichneten Vertheilung des Elektricums (zwischen beiden Wolken), die icht immer eine durchaus geradlinige sein wird, mag die nicht sele Zickzackform des Blitzes im Zusammenhange stehen. Schwebt ie Gewitterwolke über Gegenständen, welche mit der Erde in leiender Gemeinschaft stehen, so wird sie auch auf diese vertheilend irken, indem sie vermöge des elektrischen Druckes, der von ihr usgeht, das diesen Körpern inwohnende Elektricum zurücktreibt, m ihr eigenes Elektricum in den dadurch bewirkten freien Raum u senden. Ob dies aber wirklich geschieht, hängt von verschiedenen Umständen ab, unter anderen von der Entfernung der Wolke, von der Beschaffenheit der zwischenliegenden Luft, je nachdem sie mehr oder weniger Wasserdünste enthält, und endlich von der Gestalt und sonstigen Beschaffenheit des terrestrischen Gegenstandes, an welchem die elektrische Vertheilung vor sich geht. Ist derselbe ein Leiter der Elektricität, so kann das in ihm vorhandene Elektricum natürlich viel leichter als sonst nach der entgegengesetzten Seite in den Boden zurückgetrieben werden, wodurch denn die Entladung der Gewitterwolke nach diesem Gegenstande hin begünstigt wird. Kommt jedoch die Wolke, welche das einem solchen Körper dhärirende Elektricum theilweise zurückgedrängt hat, nach einer nderen Seite hin wirklich zur Entladung, so fällt ihr Einfluss auf iesen Körper fort, und das in die Erde getriebene Elektricum des etzteren muss nun wieder in demselben hervortreten und in den ewöhnlichen Gleichgewichtszustand zurückkehren. Es findet dann in sog. Rückschlag statt, der, wenn die Menge des zurückgedrängen Elektricums, in Folge eines starken vertheilenden Einflusses von Seiten der Wolke, beträchtlich und die Rückkehr in den anänglichen Gleichgewichtszustand sehr plötzlich ist, ähnliche verhee-

Einfluss sein auf die Anordnung des in einer [illegible] schiedenen Elektricums. Hat eine solche W[illegible] Ausdehnung nach der vertikalen Dimensio[illegible] germaassen hoch, so wird sich das in ih[illegible] vorzugsweise nach oben hin beweger[illegible] druck am schwächsten ist, d. h. da[illegible] weise den dünneren positiv elekt[illegible] daher an der oberen Fläche d[illegible] aber der mittlere, untere T[illegible] trisch, während das Elektric[illegible] noch als sog. freie nega[illegible] erklären sich auf diese [illegible] schien ein trometer gemachten r[illegible] stattzufinden, wenn Beobachtungen, nac[illegible]ne schien also stets von dem und einen negativ[illegible] nun auch wird ein Blitzstrahl unter ten, dass, wenn [illegible] immer von der höher gelegenen Wolke terwolke ste[illegible]ren scheinen, wenn es einschlägt. Dass der schreitet, d[illegible]von der Erde empor, wie von der Wolke herabfahre. tricums [illegible] Bestimmtheit von Maffei [2]) behauptet. Eine Bestätigung muss, [illegible] Aussage fand man in einer Beobachtung des Consistorialrath tricur [illegible] Magdeburg [3]), der auf einer Harzreise, die er mit einigen sta[illegible] Freunden (an. 1787) machte, Gelegenheit hatte, die Entladung einer anscheinend in gleicher Höhe befindlichen Gewitterwolke deutlich wahrzunehmen. Es wird erzählt, dass so oft ein Blitz zur Erde fuhr, ein dem Anscheine nach gleich starker Blitz in die Luft hinaufschlug, und eben so, wenn er in eine Seitenwolke überfuhr, ein gleicher auf gerade entgegengesetzter Seite zum Vorschein kam, so dass also jeder Blitz ein doppelter war.

Ganz Aehnliches lässt sich auf dem Wege des Versuches mittelst unserer Elektrisirmaschinen zur Erscheinung bringen. In längeren elektrischen Funken, welche zwischen zwei entfernter stehenden Leitern überspringen, kann man immer zwei nicht ganz gleichartige Hälften, also zwei Funken unterscheiden, die gegen die Mitte hin schmäler und mitunter auch daselbst unterbrochen erscheinen.

---

[1]) Geschichte der Elektricität. S. 478.

[2]) Della formazione de fulmini. Verona 1747.

[3]) Schweigger's Jahrbuch N. R. Bd. XVI. S. 414; — Gleiches hat Bergmann (Physik. Beschreib. d. Erde II. S. 78) beobachtet.

Wenn man dem geladenen Conductor einer starken
die mit der Erde in Verbindung stehende Auf-
eine gewisse Entfernung nähert. Hiernach hat
als ob bei dergleichen Entladungen zwei Fun-
on denen der eine auf der negativen Seite,
der positiven Seite zur Entwickelung ge-
dies auch nach unserer Ansicht statt-
spielsweise ein isolirter Leiter auf sei-
beladen, während in einer gewissen
irter Leiter aufgestellt ist. Dann
Leiters angehäufte Elektricum,
nen Elementen, einen bestimm-
en Leiter hin ausüben; allein dieser
nt unmittelbar fort, sondern seine Thätigkeit
gen diejenige Elektricität gerichtet, welche im Gleich-
mit sich selbst um die Molecule der dazwischen befind-
uft vorhanden ist. Die elektrischen Sphären der Luftmole-
rden in Folge des Druckes, der von dem ersten Leiter aus-
ch der entgegengesetzten Seite, d. h. nach dem zweiten Lei-
gedrängt, so dass dadurch die zwischen beiden Leitern lie-
Luft eine elektrische Ladung empfängt. Erfolgt nun die
ng, so bricht nicht allein aus dem ersten Leiter, sondern
us dem gasförmigen Medium ein Funke hervor. In gleicher
verhält es sich bei einer Gewitterwolke, deren Blitzstrahl nach
terrestrischen Object hinfährt. Das letztere ist durch die
lende Wirkung der Wolke positiv elektrisirt; der aus dem-
scheinbar nach der Wolke hinauffahrende Strahl kommt je-
nicht aus ihm selbst, sondern gehört vielmehr der Luft an,
sem Objecte, wegen jener Wirkung der Gewitterwolke, Elek-
mittheilt. Wahrscheinlich aber besteht die Entladung der
erwolken häufig in einer von Faraday sogenannten fortführen-
ntladung, indem nämlich da, wo die elektrische Spannung der
ein gewisses Maximum erreicht, Elektricum hervorbricht und
en benachbarten Luftmolecülen mittheilt, die nun als gleich-
elektrisirt sich abstossen und weiter bewegen, dabei einen
ihres freien Elektricums an andere Lufttheilchen abge-
u. s. f. bis schliesslich auch dem terrestrischen Object, das
dem vertheilenden Einflusse der Wolke ausgesetzt war,
bestimmte Quantität von Elektricum mitgetheilt wird. Na-

rende Wirkungen wie der directe elektrische Schlag hervorzubringen vermag.

268. Man hat darüber gestritten, ob der Blitz nur von der Gewitterwolke nach der Erde fahre, und nicht auch umgekehrt ein solcher von dieser nach jener schlage. Täuschungen über die Richtung des elektrischen Funkens sind leicht möglich, wie ganz deutlich aus einigen Versuchen von Priestley [1]) erhellt. Derselbe liess nämlich zwischen einer messingenen Kugel und einem grossen elektrisirten Leiter von Kupfer Funken überspringen. Mochte nun dieser Leiter positiv oder negativ elektrisch sein, es hatte stets den Anschein, als ob der Funke von der Kugel nach dem Leiter spränge, falls die Kugel sich über dem Leiter befand, dagegen schien ein Uebersprungen von dem Leiter nach der Kugel stattzufinden, wenn letztere unter jenem stand. Der Funke schien also stets von dem oberen Körper auszugehen. So nun auch wird ein Blitzstrahl unter gewöhnlichen Umständen immer von der höher gelegenen Wolke zur Erde herabzufahren scheinen, wenn es einschlägt. Dass der Blitz eben so von der Erde empor, wie von der Wolke herabfahre, wurde mit Bestimmtheit von Maffei [2]) behauptet. Eine Bestätigung dieser Aussage fand man in einer Beobachtung des Consistorialrath Koch zu Magdeburg [3]), der auf einer Harzreise, die er mit einigen Freunden (an. 1787) machte, Gelegenheit hatte, die Entladung einer anscheinend in gleicher Höhe befindlichen Gewitterwolke deutlich wahrzunehmen. Es wird erzählt, dass so oft ein Blitz zur Erde fuhr, ein dem Anscheine nach gleich starker Blitz in die Luft hinaufschlug, und eben so, wenn er in eine Seitenwolke überfuhr, ein gleicher auf gerade entgegengesetzter Seite zum Vorschein kam, so dass also jeder Blitz ein doppelter war.

Ganz Aehnliches lässt sich auf dem Wege des Versuches mittelst unserer Elektrisirmaschinen zur Erscheinung bringen. In längeren elektrischen Funken, welche zwischen zwei entfernter stehenden Leitern überspringen, kann man immer zwei nicht ganz gleichartige Hälften, also zwei Funken unterscheiden, die gegen die Mitte hin schmäler und mitunter auch daselbst unterbrochen erscheinen.

---

[1]) Geschichte der Elektricität. S. 478.

[2]) Della formazione de fulmini. Verona 1747.

[3]) Schweigger's Jahrbuch N. R. Bd. XVI. S. 414; — Gleiches hat Bergmann (Physik. Beschreib. d. Erde II. S. 78) beobachtet.

n erhält sie, wenn man dem geladenen Conductor einer starken
ektrisirmaschine die mit der Erde in Verbindung stehende Auf-
gekugel bis auf eine gewisse Entfernung nähert. Hiernach hat
also den Anschein, als ob bei dergleichen Entladungen zwei Fun-
n vorhanden seien, von denen der eine auf der negativen Seite,
r andere hingegen auf der positiven Seite zur Entwickelung ge-
ge. In der That scheint dies auch nach unserer Ansicht statt-
den zu müssen. Es sei beispielsweise ein isolirter Leiter auf sei-
· Oberfläche mit Elektricum beladen, während in einer gewissen
tfernung ein zweiter nicht isolirter Leiter aufgestellt ist. Dann
d das auf der Oberfläche jenes Leiters angehäufte Elektricum,
möge der Repulsion zwischen seinen Elementen, einen bestimm-
n Druck nach dem anderen Leiter hin ausüben; allein dieser
uck pflanzt sich nicht unmittelbar fort, sondern seine Thätigkeit
zunächst gegen diejenige Elektricität gerichtet, welche im Gleich-
wichte mit sich selbst um die Molecule der dazwischen befind-
hen Luft vorhanden ist. Die elektrischen Sphären der Luftmole-
le werden in Folge des Druckes, der von dem ersten Leiter aus-
ht, nach der entgegengesetzten Seite, d. h. nach dem zweiten Lei-
· hingedrängt, so dass dadurch die zwischen beiden Leitern lie-
nde Luft eine elektrische Ladung empfängt. Erfolgt nun die
ntladung, so bricht nicht allein aus dem ersten Leiter, sondern
ch aus dem gasförmigen Medium ein Funke hervor. In gleicher
eise verhält es sich bei einer Gewitterwolke, deren Blitzstrahl nach
nem terrestrischen Object hinfährt. Das letztere ist durch die
rtheilende Wirkung der Wolke positiv elektrisirt; der aus dem-
ben scheinbar nach der Wolke hinauffahrende Strahl kommt je-
ch nicht aus ihm selbst, sondern gehört vielmehr der Luft an,
s diesem Objecte, wegen jener Wirkung der Gewitterwolke, Elek-
cum mittheilt. Wahrscheinlich aber besteht die Entladung der
witterwolken häufig in einer von Faraday sogenannten fortführen-
n Entladung, indem nämlich da, wo die elektrische Spannung der
olke ein gewisses Maximum erreicht, Elektricum hervorbricht und
h den benachbarten Luftmolecülen mittheilt, die nun als gleich-
mig elektrisirt sich abstossen und weiter bewegen, dabei einen
neil ihres freien Elektricums an andere Lufttheilchen abge-
n, u. s. f. bis schliesslich auch dem terrestrischen Object, das
hon dem vertheilenden Einflusse der Wolke ausgesetzt war,
ne bestimmte Quantität von Elektricum mitgetheilt wird. Na-

mentlich möchten wir diese Entladungsweise bei den Fällen vermuthen, wo der Blitz die Gestalt einer Feuerkugel oder eines Feuerstromes darbietet, der sich in einer solchen Kugel endigt, was man nicht selten beobachtet hat [1]). Am 20. December 1845 z. B. wurde während eines Hagelwetters ein Schloss nahe bei Vire vom Blitze getroffen; man sah eine feurige Kugel, die sich in der Nähe des Blitzableiters theilte [2]).

Ueberhaupt ist aber auf Grund der bezeichneten fortführenden Entladung eine Elektrisirung, und zwar negative Elektrisirung der Luft, in der Umgebung einer Gewitterwolke zu erwarten, gesetzt auch es geschehe dies nur in Folge der Zerstreuung, welche die auf der Oberfläche der Wolke angehäufte negative Elektricität wohl immerhin erfahren wird. Eine derartige Elektrisirung der Luft scheinen einige Versuche zu beweisen, welche Dellmann [3]) bei Gelegenheit einer Gewitterwolke mittelst der isolirten Metallkugel anstellte, die ihm zu seinen Beobachtungen über Luftelektricität diente. Die betreffende Wolke stand am Horizont bis zu einer Höhe von $20^0 - 25^0$ herauf, während der Himmel bis auf einen schmalen Streifen klar war. Die Kugel gab, wenn sie auf ihrem Standorte ableitend berührt und dann heruntergebracht wurde, starke positive Elektricität, die sich als Folge des vertheilenden Einflusses von Seiten der negativ elektrischen Wolke (und der dadurch negativ elektrisirten Luft) betrachten lässt. Blieb aber die Kugel etwa 15 Minuten lang oben, ohne ableitend berührt zu werden, so zeigte sie nach der Herabnahme negative Elektricität, was wohl daher rührte, dass sie von negativ elektrisirter Luft umgeben war, die ihre freie negative Elektricität der Kugel allmälig mittheilte, um sich mit dieser ins elektrische Gleichgewicht zu setzen. Wollte man annehmen, dass die Kugel, wie sonst gewöhnlich bei heiterem Wetter, von positiv elektrischer Luft umgeben gewesen, so hätte auf derselben, unter dem lediglich vertheilenden Einflusse der negativ elektrischen Wolke, die entgegengesetzte, d. h. positive Elektricität, festgehalten, die gleichnamige, also negative Elektricität aber zurückgestossen werden müssen, so dass sich denn die letztere, bei dem

---

[1]) s. Schübler: Schweigger's Jahrb. N.R. Bd. XI. S. 36; Kämtz, Meteorol. II. S. 427.

[2]) Compt. rend. T. XXII p. 177.

[3]) Poggend. Ann. 1861. Nr. 4. (Bd. CXII.

geren Verweilen der Kugel in der positiv elektrischen Luft, zer-eut und verloren haben würde. Die Kugel hätte mithin nach er Herabnahme nicht negative, sondern positive Elektricität zur zeige bringen müssen.

Durch die Elektrisirung der Luft bei Entladung der Gewitter-ken erklärt sich auch die Entstehung des Ozons (s. S. 11 f.), n wir den eigenthümlichen Geruch zuschreiben müssen, den n öfter bei Blitzschlägen wahrgenommen hat. Besteht der Sauer-ff der Atmosphäre im gewöhnlichen Zustande nicht aus einzelnen omen, sondern aus Molekulen, deren jedes zwei Atome Sauer-ff (O_2) enthält, so können sich die letzteren, bei der Elektrisirung r Luft durch die Entladung einer Gewitterwolke, als gleichnamig ktrisch dergestalt abstossen, dass sie auseinandergehen und dann ihrem isolirten Zustande eben das Ozon darstellen (S. 12 f.).

Im Uebrigen ist nicht zu verkennen, dass die elektrische tladung der Gewitterwolken sich je nach der in ihnen herrschen-n elektrischen Spannung, ihrer Entfernung von dem Gegenstande, ch welchem hin die Entladung geschieht, so wie nach der Be-affenheit der zwischengelegenen Luft in Hinsicht auf Dichte und nstgehalt modificiren kann. Ist die Luft zwischen der Gewitter-lke und Erde reichlich mit Wasserdünsten versehen, so mag durch das Herabfahren des Blitzes nach der Erde begünstigt wer-n; wie denn auch ersichtlich ist, dass eine zwischenliegende Wolke rch Vertheilung von Seiten der Gewitterwolke elektrisch werden nd Blitze aussenden kann. Indessen erfordert die Entladung in r Form des Blitzes eine gewisse Isolirung der Gewitterwolke, d. h. e letztere muss noch von relativ trockneren Luftschichten umgeben in, welche wegen ihres isolirenden Widerstandes dem in jener olke bei der Condensation des Wasserdampfes frei werdenden ektricum eine grössere Spannung verleihen und demselben zu einer continuirlichen Entladung in der Form des Blitzes Anlass geben. ite sich von der Gewitterwolke bis zur Erde herab eine aus-ichende, ununterbrochene gute Leitung dar, so würde sich das ektricum continuirlich entladen und die Erscheinung des Blitzes cht gewähren. Dasselbe muss geschehen, wenn der Wasser-mpf, der in der vertikalen Luftschicht zwischen einer Wolke und r Erde vorhanden ist, rasch und massenhaft in die tropfbarflüs-ge Form übergeführt wird. Die sog. Platzregen sind Beispiele n heftigen Regengüssen ohne sichtbare und hörbare elektrische

Entladungen, weil eben in diesem Falle das überall vorhandene tropfbare Wasser der frei werdenden Elektricität überall eine gute Ableitung zur Erde darbietet.

In Hinsicht auf die Gestalt des Blitzes noch die Bemerkung, dass Arago drei Arten desselben unterschied, nämlich: zickzackförmige mit scharf begrenzten Rändern; Blitze, welche grössere Theile der Wolken oder diese ganz erleuchten, und drittens Blitze in der Form von Feuerkugeln, die sich langsamer als jene bewegen, welche mehr momentan erscheinen. Dass aber selbst die scheinbar andauerndsten Blitze, wie die sog. flackernden, aus einzelnen von einander getrennten Entladungen bestehen, hat Dove [1]) mittelst eines Farbenkreisels nachgewiesen, indem sich zeigte, dass die getrennt erscheinenden Farben desselben während der Beleuchtung durch solche Blitze auf dem Kreisel herumzuspringen scheinen, was eben auf einzelne nach einander erfolgende Entladungen hindeutet.

269. Terrestrische Objecte sind dem vertheilenden Einflusse einer Gewitterwolke um so mehr ausgesetzt, je höher sie in die Atmosphäre hineinragen, je grösser ihr elektrisches Leitungsvermögen ist, und je besser sie mit dem Erdkörper selbst in leitender Gemeinschaft stehen. Nimmt man noch hinzu, dass auch ihre Gestalt nicht ohne Einfluss ist, und dass sie überhaupt um so eher der elektrischen Entladung anheimfallen müssen, je mehr sie dem vertheilenden Einflusse von Seiten der Gewitterwolke nachgeben können, so darf es nicht befremden, dass mitunter niedrigere Gegenstände, die sich in der Nähe höher emporragender befinden, vom Blitze getroffen werden. Wasserdünste und Rauch, welche während eines Gewitters aufsteigen, können dem Blitze zu Leitern dienen. Es ist eine bekannte Erfahrung, dass der Blitz nicht selten in rauchende Schornsteine einschlägt, wo dann der Russüberzug an der inneren Wandung des Schornsteines eine weitere Leitung zur Erde bietet. Ueberhaupt gewähren Ueberzüge von kohligen Substanzen, wie von Kienruss und Theer, dem Blitze einen leichten Fortgang an ihrer Oberfläche. Henley erwähnt in dieser Beziehung, dass der Blitz einen Schiffsmast an allen mit Kienruss und Oel bestrichenen oder getheerten Stellen unbeschädigt gelassen, an den übrigen mit blossem Fett bestrichenen hingegen beschädigt habe. Hat der Blitz an einem Orte gezündet, so geschieht es wohl, dass

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXXV. S. 379.

es daselbst wiederholt einschlägt, indem der aufsteigende heisse Luftstrom als Leiter wirkt. Da Metalle die besten Leiter der Elektricität sind, so werden metallene Objecte auf Thürmen und Gebäuden besonders leicht vom Blitze getroffen. Der Schutz, den wohlangelegte Blitzableiter Gebäuden gewähren, besteht vornehmlich darin, dass dieselben dem Blitze eine ununterbrochene gute Leitung nach der Erde bieten. Hat die elektrische Entladung einer Gewitterwolke einmal einen festen mit der Erde in Verbindung stehenden Gegenstand getroffen, so wird der Blitz auch an demselben bis zur Erde herabfahren, falls sich nicht bessere Leiter, durch welche eine seitliche Entladung bewirkt werden kann, in der Nähe befinden. Bieten sich dem Blitze auf seinem Wege zur Erde mehrere gleich gute Leiter dar, so theilt sich derselbe mitunter und geht auf ihnen zugleich fort. Eine Theilung des Blitzes, d. h. der elektrischen Entladung, findet auch statt, wenn die Leitung im Verhältniss zu der Grösse des Blitzes nicht zureichend ist, und andere Metallstrecken in der Nähe erreicht werden können. Die Elektricität wird dann in ihrem Fortgange gehemmt und zu grösserer Spannung gebracht, so dass sie nun auf benachbarte Leiter einen stärker vertheilenden Einfluss ausübt und nach denselben hin eine Entladung in der Form des Blitzes bewirkt. Bei dieser Gelegenheit werden denn schlecht leitende Körper, durch welche die Entladung ihren Weg nehmen muss, zertrümmert, und, wenn sie brennbarer Natur sind, auch entzündet. Die enorme mechanische Gewalt, welche der Blitz nicht selten ausübt, wenn er auf seiner Bahn schlechte Leiter trifft, ist bekannt. Man weiss, dass Bäume, in die der Blitz schlägt, gewöhnlich ihrer Rinde beraubt werden, und dass diese in Stücken zerrissen umhergeschleudert wird. Auch kommt es wohl vor, dass die Baumstämme selbst in eine zahllose Menge von Stückchen zersplittert und weithin zerstreut werden.

270. Diese und andere Wirkungen des Blitzes, als eines grossartigen elektrischen Funkens, können freilich nicht befremden, da die Elektricität in der Form des Stromes überhaupt mit Molecularveränderungen der betreffenden Körper verknüpft ist, und schon ein mässiger Entladungsfunke der Leydener Flasche nicht unbedeutende Effecte zu äussern vermag. Die Wirkungen der elektrischen Entladung auf gute Leiter sind namentlich von Riess in ihrer Aufeinanderfolge genauer untersucht worden. Die erste mechanische Wirkung, welche ein im Schliessungsbogen einer Leydener Flasche

angebrachter dünner Draht erfährt, ist eine bemerkbare Erschütterung desselben und ein Losreissen von Metalltheilchen an seiner Oberfläche, die sich in Gestalt eines dichten grauen Dampfes erheben. Durch fortgesetzte Steigerung der Ladung entsteht eine bleibende Veränderung am Drahte, welcher bei einer bestimmten Entladungsstärke eine Menge von Einbiegungen, und dadurch ein geripptes, wellenförmiges Ansehen erhält. Steigert man aber die Entladung, durch welche ein Draht die ersten Einbiegungen bekommt, so geräth derselbe ins Glühen, das zum Weissglühen fortschreitet, wenn die Entladung noch mehr gesteigert wird. Bei noch stärkeren Entladungen werden die Drähte von ihren Befestigungen losgerissen, wo dann der Anblick der zerstückten Drähte lehrt, dass hier eine wirkliche Zerreissung, keine Schmelzung stattgefunden hat. Setzt man ferner Drähte einer stärkeren Entladung aus, als der zu ihrer Zerreissung nöthigen, so werden sie unter Lichterscheinung in eine Menge kleiner Stückchen zersplittert, die weit umhergeworfen werden. An den aufgesammelten Stücken lässt sich erkennen, dass eine Schmelzung hier nur secundär stattfindet. Durch fortwährend gesteigerte Entladung schmelzen endlich die kleinen Splitter an der Oberfläche und an den Enden und fliessen zuletzt in Kügelchen zusammen. Bei den leicht oxydirbaren Metallen wird die Temperatur erhöht durch die Aufnahme von Sauerstoff aus der Luft und es tritt dann zu der elektrischen Erhitzung noch eine chemische hinzu, was sich am auffallendsten beim Eisen zeigt, das oft bei Entladungen schmilzt, die an und für sich nur ein mässiges Glühen erzeugt haben würden. — Solche Wirkungen sind nun ohne Zweifel auch vom Blitze zu erwarten, wenn derselbe metallene Objecte an der Erdoberfläche trifft; daher es denn auch erforderlich ist, der Hauptleitung eines Blitzableiters eine hinreichend grosse Metallfläche zu geben, damit die etwa erfolgende elektrische Entladung einer Gewitterwolke ganz unschädlich zur Erde geführt werden kann.

Die durchbohrende und zermalmende Wirkung, welche die Elektricität im Bewegungszustande auf schlecht leitende Körper ausübt, ist gleichfalls bekannt. Solche Körper werden denn auch häufig vom Blitze entzündet. Indessen weiss man, dass der Blitz nicht immer zündet, selbst dann nicht immer, wenn er auf schlechte Leiter brennbarer Natur trifft. Derartige nicht zündende Schläge, die man gewöhnlich kalte Schläge nennt, können durch verschiedene Ursachen bedingt sein. So ist es möglich, dass der Blitz, wenn

zu stark ist, zu schnell über die Körper hinfährt, um eine Entzündung bewirken zu können. Bestätigt wird dies durch den Umstand, dass auch der Funke der Elektrisirmaschine, wenn er sehr stark ist, Schiesspulver nicht entzündet, sondern nur umherschleudert, während die Entzündung mit einem schwächeren Funken, d. h. mit Elektricität von geringerer Spannung, gelingt. Oft mag auch der Regen die schlechten Leiter so durchnässen, dass die Leichtigkeit dem Blitze eine gute Leitung gewährt. Endlich kann auch der starke Luftzug, welcher bei einem heftigen Schlage stattfindet, den Ausbruch der Flamme verhindern; wie es denn auch vorgekommen ist, dass die Entzündung, welche ein Blitzstrahl verursachte, durch einen zweiten Schlag wieder ausgelöscht ward. Eine analoge Erscheinung bietet die Elektrisirmaschine, indem die Flamme, welche beim Durchgange eines schwächeren elektrischen Schlages aus dem Rauche eines glimmenden Drahtes angefacht ist, durch einen stärkeren elektrischen Schlag wieder ausgelöscht wird.

Gute Leiter für den Blitz sind nach den Metallen auch alle nassen oder feuchten Gegenstände; daher derselbe beim Einschlagen in grünende Bäume seinen Weg durch den mit Saft angefüllten Zwischenraum zwischen Holz und Rinde nimmt und dabei letztere abschält oder mit Furchen durchreisst. Nicht selten ist hierbei der Weg, welchen der Blitz genommen, spiral- oder schraubenförmig gewunden, was man überhaupt bei cylindrischen Körpern wahrgenommen hat, die vom Blitz der Länge nach getroffen wurden. Im Mai 1844 traf, wie Fiedler [1]) erzählt, in dem Park der Villa Borghese ein Wetterstrahl zwei starke, nahe beieinander stehende Pinien. Der Blitz hatte in die Krone der einen Pinie eingeschlagen, war an dem Stamme derselben eine kurze Strecke spiralförmig herabgefahren, dann auf den Stamm der anderen übergesprungen und auch an dieser spiralförmig bis zur Erde herabgegangen. Der Weg des Blitzes war durch einen fünf Centimeter breiten bis auf den Splint entblössten Streifen bezeichnet, welcher in gleicher Breite beide Bäume wie eine Schlange umwand. Eine Erle in der Nähe von Zeitz, welche (im Mai 1850) vom Blitze getroffen wurde, zeigte an ihrem Stamme zwei schraubenrechtsgehende Windungen [2]). Aehnliche Wahrnehmungen hat man auch an metallenen Gegenständen

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXVIII. S. 299.
[2]) Poggend. Ann. Bd. LXXXI. S. 577.

gemacht. So erwähnt v. Yelin [1]), dass bei den einzelnen Drähten eines Blitzableiters, der aus einem aus Messingdrähten gewundenen Seile bestand, und der von einem Blitzstrahle getroffen und zerrissen war, die rings umhergehenden Brüche eine schraubenförmige Folge zeigten. Die Auffangespitze war an ihrem äussersten Ende geschmolzen und in ihrem sonstigen Fortgange ebenwohl schraubenförmig gekrümmt. Harris [2]) berichtet von einem Blitzstrahle, der ein Schiff traf und am Maste spiralförmig herablief. In neuerer Zeit hat man dergleichen Wahrnehmungen öfter an Telegraphenstangen gemacht. So theilte Casselmann [3]) mit, dass durch einen Blitz, der die Telegraphenlinie der Taunusbahn traf, mehrere Stangen zersplittert, andere durch Aussplittern dergestalt beschädigt wurden, dass die ausgesplitterten Stellen immer in einer in mehrfachen Windungen um die Stange gehenden Spirallinie liefen.

Man könnte aus diesen Wahrnehmungen schliessen, dass im Blitze eine innere wirbelnde Bewegung vorgehe, wie man denn in der That auch schon längst Derartiges vermuthet hat. Ausserdem hat man die Meinung geäussert, dass die spiralförmige Bewegung der Elektricität unter Mitwirkung des Erdmagnetismus zu Stande komme. Indessen ist es sehr fraglich, ob die besagte Erscheinung in der Elektricität als solcher begründet ist, und nicht vielmehr ihren Grund in dem mechanischen Gefüge der betreffenden Körper hat. So bemerkt Baumgartner [4]) bei Gelegenheit einer Betrachtung über die Wirkungen der natürlichen Elektricität auf elektromagnetische Telegraphen, dass die aus Lerchenholz bestehenden Tragsäulen beim Austrocknen eine starke Neigung zeigten, sich in schraubenförmigen Windungen zu drehen. In der Richtung, nach welcher diese Drehung beim Trocknen erfolge, laufe auch die ausgesplitterte Spirale herum, so dass diese Erscheinung in der mechanischen Anordnung und Verbindung der Holzfasern ihren Grund zu haben scheine. Im Wesentlichen ebenso äussert sich v. Minckwitz [5]), in-

[1]) Ueber den am 30. April 1822 erfolgten merkwürdigen Blitzschlag etc. München 1824.

[2]) Nautical Magaz. for 1837. p. 895.

[3]) Poggend. Ann. 1848. 4. S. 609.

[4]) Sitzungsber. d. k. k. Akad. zu Wien. 1848; Poggend. Ann. Bd. LXVI. S. 135.

[5]) Wirk. d. Blitzes an d. Leitungen d. elektromagn. Telegraphen d. Köln-Mindener Eisenbahn: Poggend. Ann. Bd. LXXXVI. S. 491; — s. ebend. Nöggerath, Bd. LXXXVI. S. 486.

n er erinnert, dass die im Freien stehenden tannenen Stangen, e sie zu Telegraphenleitungen benutzt werden, bekanntlich das streben hätten, ihre Oberfläche nach der Sonne zu drehen, wo- rch die Längenfaser des Holzes nach und nach spiralförmig ge- nden und diese Richtung auch den mit der Faser gleichlaufenden ftrissen mitgetheilt werde. In diesen Rissen sammele sich die der Atmosphäre niedergeschlagene Feuchtigkeit an und bilde i Gewittern gute Leiter für elektrische Entladungen. Die Aeusse- ngen des Blitzes an diesen Stangen finde man daher in der Regel spiralförmigen, den Längenrissen des Holzes folgenden, fast regel- ssigen Abschälungen des äusseren Splintes von der Tiefe des heren Risses bis kurz vor dem Standpunkte der Stange in der de. Man erkennt, dass die mechanische Anordnung der Theil- en auch in anderen Substanzen, wie z. B. in dem von Yelin er- hnten, aus Messingdrähten gewundenen Seile eines Blitzableiters, einer schraubenförmigen Folge der vom Blitze bewirkten Brüche ass geben konnte.

271. Als gute Leiter für den Blitz müssen ferner auch schen und Thiere angesehen werden, namentlich wenn sie auf em Felde die hervorragendsten Gegenstände bilden. Bekanntlich es nicht wohlgethan, bei einem Gewitter unter einem Baume, er Hecke oder dgl. Schutz zu suchen. Befindet man sich wäh- d eines Gewitters auf freiem Felde, so mag man den bekannten h befolgen, sich platt auf die Erde, wo thunlich in einen Graben legen. Zieht man jedoch vor, weiter zu gehen, so muss dies e Uebereilung geschehen. Sich durch schleunige Flucht dem witter entziehen zu wollen, ist nicht rathsam, weil dann in Folge gesteigerten Verdunstung die Haut feucht wird und sich wohl h um den Körper noch eine Dunstatmosphäre verbreitet, welche vertheilenden Einfluss von Seiten der Gewitterwolke begünstigt. e Bestätigung dafür lässt sich aus den häufig vorgekommenen len entnehmen, wo Pferde, welche eingespannt und durch das nen erhitzt waren, erschlagen wurden, während der Kutscher dem Bocke unversehrt blieb.

Die Todesfälle durch den Blitz scheinen meist nur Folgen der rmen Erschütterung und der daraus resultirenden plötzlichen nichtung der normalen Nerventhätigkeit zu sein; daher man vom se getödtete Menschen häufig ganz unverändert in der Lage fand,

die ihnen eben eignete, als der Blitz sie traf.[1]) Eine auffallende Zerstörung innerer Organe findet sich in der Regel nicht; selbst in den Fällen, wo äussere Verletzungen, nämlich Beschädigungen der äusseren Haut und Knochenbrüche vorkamen, erschienen die inneren feineren Theile als unverletzt. Keine Spur von inneren Zerreissungen oder sonstigen Zerstörungen der Nerven, durch welche wohl der Blitz gewiss nicht hindurchschlägt. Derselbe sucht sich längs der Oberfläche des Körpers weiter zu verbreiten, wobei dann nicht allein äussere Beschädigungen, sondern secundär auch nachtheilige Affectionen des Nervensystemes herbeigeführt werden können. Fleck- und strichweise Versengungen, schwarze Streifen an der Oberfläche der Haut und der inneren Seite der Kleidung hat man fast bei allen vom Blitze Erschlagenen gefunden. Besonders stark waren diese Beschädigungen an den Stellen, wo der Blitz zu- und abgesprungen war, und wo sich auch die Kleider durchbohrt fanden. Sonst bemerkte man die stärksten Verletzungen da, wo die freie Ausbreitung der Elektricität unter den Kleidern gehindert war.

Man hat, gerade nicht selten, die Erfahrung gemacht, dass bei Gewittern Menschen und Thiere heftig erschüttert und sogar getödtet wurden, obwohl der directe elektrische Schlag in einer grossen Entfernung von der Stelle erfolgte, wo sich dieselben befanden. Diese Erscheinung gehört dem sog. Rückschlage an, von dem schon (S. 443) die Rede war, und der sich mittelst einer Elektrisirmaschine sehr wohl veranschaulichen lässt. Gewiss waren die betreffenden Körper dem vertheilenden Einfluss einer Gewitterwolke ausgesetzt und daher ihr elektrisches Gleichgewicht gestört. Indem aber die Wolke Gelegenheit fand, sich nach einer andern Seite hin zu entladen, stellte sich das besagte Gleichgewicht wieder plötzlich her, was mit einer Erschütterung, resp. Tödtung, jener Organismen verbunden war.

272. Schliesslich findet die elektrische Entladung von einer Gewitterwolke nach der Erde ihren Ausgang auf der letzteren, wo sich der Blitz, namentlich wenn die Erde feucht ist, meist ohne weitere Beschädigungen verbreitet, natürlich weil sie ihm eine grosse ableitende Oberfläche darbietet. Auch wird die elektrische Entla-

[1]) s. Reimarus, Neuere Bemerkungen vom Blitze. Hamburg 1794. S. 119.

dung, bei hinreichender Intensität, den kürzesten Weg zur Erde einschlagen; daher es wohl geschieht, dass der Blitz von einem besseren auf einen schlechteren Leiter überspringt, wenn er auf diesem schneller zur Erde gelangen kann. In derselben Art und Weise aber, wie die elektrische Entladung von einer Gewitterwolke nach der tiefer gelegenen Erde geschieht, kann dieselbe auch seitlich und selbst aufwärts nach terrestrischen Objecten hin stattfinden, wenn die Wolke in der Nähe eines Berges schwebt. Am 1. Mai 1700 wurden in Steiermark, in der auf der Spitze des St. Ursula-Berges gelegenen Kapelle, 7 Personen durch einen auffahrenden Blitz erschlagen. Das Gewitter lag auf der halben Höhe des Gebirges, während die Kapelle selbst von der hellsten Sonne beschienen wurde. Indess mögen Gewitter, die man von Gebirgen aus betrachtet unter sich hat, zu den seltenen Erscheinungen gehören. Man weiss, dass im Sommer die Gewitter sehr hoch ziehen, z. B. über den Montblanc, über das Finsteraarhorn und das Schreckhorn, daher oft höher als 10000'. Jene Erzählungen von Gewittern, die man auf Bergen unter seinen Füssen erlebt haben will, rühren, nach Dove [1]), meist von Bewohnern der Ebene her, die wegen des ungewohnt erweiterten Gesichtskreises alles unter sich zu sehen glauben, was in ungefähr gleicher Höhe neben ihnen ist. Doch fehlt es nicht an Beispielen, aus welchen zu entnehmen ist, dass die Gewitterwolken mitunter auch sehr tief ziehen (S. 306 f.).

Schlägt der Blitz durch Lagen von Quarzsand, so entstehen durch Schmelzung und Verglasung die sog. Blitzröhren; jene röhrenartigen Gebilde von mitunter nicht unbeträchtlicher Längenausdehnung, nach unten spitz zulaufend, zum Theil gekrümmt und mit mehr oder weniger Nebenästen versehen. Innen sind dieselben vollständig verglaset, während ihre Oberfläche in Folge anhängender Sandkörner meist sehr rauh ist. Schon längst hat man diese Gebilde als eine Wirkung des Blitzes betrachtet. Rose [2]) bezweifelte doch diese Entstehungsweise, indem er sie wenig oder gar nicht historisch begründet erachtete, und vermuthete daher, dass diese Gebilde, andern röhrenartigen Congregationen analog, d. h. durch an Wurzelwerk u. s. w. herabrinnendes Wasser nach und nach entstanden sein möchten. Eine directe Beobachtung über die Entstehung

[1]) Meteorol. Untersuch. S. 56 f.; — s. Repertor. d. Physik. Bd. IV. S. 268.
[2]) Handwörterb. der reinen u. angewandten Chemie. Bd. I. S. 873.

der Blitzröhren hat neuerdings W. Wicke [1]) mitgetheilt. Am 15. Juni 1858 schlug ein Blitz in das eine Ufer der Hunte (im Oldenburg'schen), als auf dem Flusse vier Arbeiter in einem Baggerschiffe beschäftigt waren. Dieselben sahen es an dem betreffenden Ufer dampfen; sie fuhren hinüber und bemerkten eine Stelle, wo der Rasen verkohlt war. Hier fanden sich, etwa 10 Fuss vom Wasser entfernt, zwei Löcher, unmittelbar nebeneinander. Um jedes Loch herum lag ein Kranz weissen Sandes. Das eine wie das andere Loch führte beim vorsichtigen Nachgraben zu einer Röhre, die man wegen ihrer zarten Beschaffenheit zwar nur stückweise herausbringen, aber doch bis auf das unter dem Sande liegende moorige Terrain verfolgen konnte. Die Röhren begannen erst in dem von einer 6 Zoll mächtigen Schicht sog. Bauererde bedeckten Sande und hörten in dem Moore auf. Die nähere Beschaffenheit dieser Röhren, deren wohlerhaltensten Fragmente in dem Oldenburger Museum aufbewahrt werden, entspricht ganz der gewöhnlichen Beschreibung der Blitzröhren. Indessen hat man derartige Beobachtungen auch schon früher gemacht. So wird von Pfaff [2]) mitgetheilt, dass, als einst der Blitz auf der Insel Amrum im Schleswigschen einschlug, einige in der Nähe befindliche Matrosen sofort nachgruben und eine Blitzröhre fanden. Ebenso fand Hagen [3]) am Fusse einer Birke zu Rauschen in Ostpreussen, an welcher der Blitz herunter gefahren war, zwei Löcher in dem groben, die Birke umgebenden Sande, deren eines in einer Tiefe von etwa einem Fusse zu einer Blitzröhre führte. Der Schullehrer Fechterling zu Augustdorf soll gleichfalls eine Blitzröhre unmittelbar nach dem Einschlagen ausgegraben haben [4]). Im Jahr 1829 schlug der Blitz bei Braunschweig in der Nähe eines Schäfers ein; an der vom letzteren bezeichneten Stelle wurde nachgegraben, und man fand in einer Tiefe von einem Fusse mehre Stücke von Blitzröhren [5]). Man könnte nun immerhin noch den Einwand erheben, dass diese Röhren schon vor dem Einschlagen des Blitzes an den bemerkten Orten vorhanden gewesen seien; allein eine hohe Wahrscheinlichkeit für die Entstehungsweise durch

---

[1]) s. Poggend. Ann. Bd. CVI. S. 158.
[2]) Gilbert's Annalen. Bd. LXXII. S. 111.
[3]) Gilb. Ann. Bd. LXXIV. S. 325.
[4]) Schweigger's Journ. Bd. XLIV. S. 245.
[5]) Ribbentrop, über Blitzröhren. 1830. S. 27.

den Blitz wird sich nicht wohl in Abrede stellen lassen, zumal da man demselben eine solche Wirkungsweise füglich zuschreiben darf. Hachette, Savart und Beudant [1]) suchten mittelst der kräftigsten elektrischen Funken, die ihnen zu Gebote standen, in einer Mischung von Glaspulver und Kochsalz ähnliche Gebilde zu erzeugen. Die Gebilde, die sie wirklich erhielten, sollen eine grosse Aehnlichkeit mit den bekannten Blitzröhren dargeboten haben. Wahrscheinlich würden auch die Versuche mit gepulvertem Feldspath oder Quarz gelungen sein, wenn nicht die angewandte Elektricität zu schwach gewesen wäre.

273. Der den Blitz begleitende oder ihm nachfolgende Schall, nämlich der Donner, entsteht im Wesentlichen gewiss auf dieselbe Weise wie das knisternde oder knackende Geräusch, welches die Funken unserer Elektrisirmaschinen und Leydener Flaschen kundgeben, und das sich bei starken Funken zu einem nicht unbeträchtlichen Knalle steigert. Die Ursache ist im Allgemeinen eine gewaltsame Trennung oder Erschütterung der Luft. In grösserer Nähe der Gewitterwolke, namentlich wenn der Blitz in einen Gegenstand auf der Erdoberfläche einschlägt, hört man einen kurzen heftigen Knall oder in etwas grösserer Entfernung ein prasselndes Geräusch. Je weiter man aber von dem Orte der elektrischen Entladung entfernt ist, desto mehr treten Blitz und Donner zeitlich auseinander, und der letztere wird als ein länger oder kürzer anhaltendes Rollen vernommen. Obwohl der Donner gewiss gleichzeitig mit dem Blitze, d. h. in dem Moment entsteht, wo der letztere die Luft durchbricht, so müssen wir denselben in dem eben bezeichneten Falle doch merklich später als den Blitz wahrnehmen, da ja die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes viel grösser als die des Schalles ist. Kennt man nun die Geschwindigkeit des Schalles, d. h. die Strecke, durch welche er sich in 1 Stunde fortpflanzt, so lässt sich aus der Anzahl der Secunden oder, da der Puls in einer Minute nicht viel über 60 Schläge vollzieht, näherungsweise aus der Anzahl der Pulsschläge, welche zwischen Blitz und Donner vergehen, die Entfernung des Gewitters bestimmen. In trockner, ruhiger Luft beträgt die Geschwindigkeit des Schalles bei mittlerem Barometerstande und einer Temperatur von 0° C. etwa 1058 preuss. Fuss,

[1]) Annal. de chim. et de phys. T. XXXVII. p. 319; Poggend. Ann. Bd. XIII. S. 117.

wo man für je 1° C. über Null ungefähr 2 F. mehr rechnen kann, indem mit dem Wachsen der Temperatur eine Zunahme der Schallgeschwindigkeit verbunden ist. Legt also der Schall in 1 Secunde 1058 F. zurück, so kommen auf jede Secunde zwischen Blitz und Donner 1058 F., also überhaupt auf n Secunden $n \cdot 1058$ F., wonach die Entfernung des Gewitters bei 12 Secunden z. B. $12 \cdot 1058 = 12696$ F., oder, wenn man 24000 F. auf eine deutsche Meile rechnet, $\frac{12696}{24000}$ betragen würde, mithin etwas mehr als eine halbe Meile oder etwas über eine Stunde. Bei 6 Secunden würde das Gewitter noch etwas über eine halbe Stunde, bei 3 S. $\frac{1}{4}$ Stunde entfernt sein [1]).

274. Das anhaltende Rollen des Donners, welches mitunter stossweise ab- und wieder zunimmt, und meist dann gehört wird, wenn das Gewitter bereits das Zenith überschritten hat und sich entfernt, betrachtete man früher grösstentheils als eine Wirkung des Echo, indem man annahm, dass der vom Blitze erregte Schall theils von Gegenständen auf der Erde, theils von Wolken reflectirt werde. Eine solche Reflexion, selbst von Seiten der Wolken, ist sehr wohl möglich und wird bei Gewitterschlägen nicht selten auch wirklich vorkommen. Als Zeugniss dafür lässt sich anführen, dass der Knall einer Kanone bei heiterem Himmel einfach, bei bewölktem aber gewöhnlich wie das Rollen des Donners vernommen wird. Sehr auffällig war dies bei den Versuchen, welche die Pariser Akademie über die Schallgeschwindigkeit anstellen liess. An den beiden Endpunkten einer genau gemessenen Linie wurden nämlich gleichzeitig Kanonen abgefeuert und die Zeit vom Augenblick der Lichterscheinung bis zum Vernehmen des Schalles an den Endpunkten beobachtet. Befanden sich nun zwischen beiden Stationen Wolken am Himmel, so wurden die Schüsse mit einem donnerähnlichen Rol-

---

[1]) Aus der Zeit, nach welcher der Donner auf den Blitz folgt, und aus der Dauer des Donners lässt sich, wenn man noch den Winkel berücksichtigt, unter welchem die vom Blitze durchlaufene Strecke erscheint, auch leicht die Länge der letzteren berechnen. Diese Länge bildet nämlich die Seite eines Dreieckes, dessen beide andere Seiten der Abstand des nächsten und fernsten Punktes der durchblitzten Strecke vom Beobachter sind. Diese beiden letzteren Seiten lassen sich nun aus den vorbemerkten Datis bestimmen, so dass in dem betreffenden Dreiecke zwei Seiten und der eingeschlossene Winkel gegeben sind, und daher die dritte Seite, d. h. die Länge des Blitzes, berechnet werden kann. Auf sonderliche Genauigkeit kann freilich diese Methode keine Ansprüche machen.

len gehört, was bei heiterem Himmel nicht der Fall war. Das stärkere Dröhnen des Donners in Gebirgsgegenden ist wohl auf eine Reflexion des Schalles von Seiten der Felsmassen etc. zurückzuführen.

Indessen ist nicht anzunehmen, dass das eigenthümliche Rollen des Donners allgemein eine Wirkung des Echo sei. Die elektrische Entladung kann an verschiedenen Punkten einer längeren Luftstrecke gleichzeitig stattfinden. Der Schall wird dann von diesen verschiedenen Punkten aus das Ohr des Beobachters nicht gleichzeitig erreichen; daher man statt eines momentanen Knalles ein mehr oder weniger andauerndes Rollen hören muss. Kämtz [1]) reflectirt dabei noch auf eine Interferenz der Schallwellen. Jeder Punkt, den der Blitz auf seiner Bahn trifft, wird der Mittelpunkt eines Wellensystems. Treffen nun ähnliche Theile zweier Wellen in unserem Ohre zusammen, so wird der Schall verstärkt, im entgegengesetzten Falle aber geschwächt oder momentan aufgehoben, bis das Zusammentreffen ähnlicher Theile verschiedener Wellensysteme eine neue Verstärkung herbeiführt, u. s. w. Allerdings scheinen sich auf solche Weise manche bei dem Rollen des Donners vorkommende Umstände näher erklären zu lassen. Wollte man nämlich, bemerkt Kämtz, blos von der ungleichen Entfernung der schallenden Punkte ausgehen, so müsste der Donner mit der grössten Stärke anfangen, da wir ihn zuerst von dem zunächst liegenden Punkte hören und dieser Schall also wegen geringerer Entfernung am stärksten ist, oder es müsste wegen gegenseitiger Verstärkung der Donner schwach anfangen, dann allmälig an Stärke gewinnen, ein Maximum erreichen und nun wieder abnehmen. Im Hinblick auf die Interferenz der Schallwellen erklärt sich auch der Umstand, dass bei etwas entfernten Gewittern das Rollen des Donners weit auffallender ist als bei denen, welche in der Nähe des Beobachtungsortes einschlagen. In jenem Falle gelangen nämlich die von den Endpunkten des Blitzes ausgehenden Schallwellen unter einem kleineren Winkel zum Ohre des Beobachters, was die Interferenz derselben begünstigt. Dasselbe gilt von allen einzelnen Schallwellensystemen, deren Mittelpunkte zwischen den beiden äussersten liegen.

275. Ungeachtet des grossartigen Getöses, welches die Donnerschläge mitunter in grösserer Nähe bewirken, ist doch ihre wei-

[1]) Meteorol. II. S. 484 f.

tere Verbreitung durch die Atmosphäre mit einer auffallenden Abschwächung verbunden, was im Hinblick auf die Schallleitung in gasförmigen Medien eben nicht befremden kann. Bei einer Entfernung von 3 bis 4 Meilen sind die meisten Donnerschläge nicht mehr vernehmbar; daher man von Gewittern, die sich unter dem Horizont befinden, nur reflectirte Blitze sieht, die natürlich von keinem wahrnehmbaren Donner begleitet sein können. Indessen hat man auch wirkliche Blitze ohne Donner erkannt, d. h. solche, die ganz das Aussehen der gewöhnlichen von einem Donner begleiteten Blitze darboten, und auch in Rücksicht ihrer scheinbaren Entfernung die Erwartung eines Donners erregten. So sah Reichenbach [1]) Blitze ohne Donner, die unmittelbar über ihm sichtbar waren und dasganze Thal, worin er sich befand, erleuchteten. Doch bemerkte er in diesem Falle nur die durch den Blitz veranlasste Erleuchtung durch tiefe zerstreute Haufenwolken hindurch, in einem andern Falle aber konnte er klar in das Zickzack des wirklichen Blitzes hineinsehen. Ayrer [2]) beobachtete solche Zickzackblitze (ohne Donner) in einer einzelnen hellen, hoch aufgethürmten Haufenwolke, ebenso Bravais [3]) in der Nacht vom 24. auf den 25. Juni, wobei sogar der Blitz an drei Stellen einschlug. Dove [4]) erwähnt, dass er einen Blitz in zerrissenen grauen Wolken auf blauem Himmelsgrunde in seinem Zenith gesehen, aber keinen Donner gehört habe. Ferner berichtet W. Haidinger [5]) von Blitzen ohne Donner, die am 22. Juni 1845 zu Wien erlebt wurden. Am 14. Juni 1854 beobachtete man in Pirna eine gleichfalls hierhergehörige Erscheinung, die R. Stockmann mitgetheilt hat [6]). An dem bezeichneten Tage sah man nämlich ein Gewölk über dem Zenith vorbeiziehen, das durch eine Art Wetterleuchten, wie es heisst, eine brillante Erscheinung gewährte. Das häufige, aber stets geräuschlose, secundenlange zuckend ausstrahlende Licht aus einzelnen Wolkentheilen, 8 bis 10000 Fuss über uns, die dann und wann sternschnuppenartig an den Wolken-

---

[1]) Baumgartner's Zeitsch. für Physik. Bd. X. S. 74; — Poggend. Ann. Bd. XLIII. S. 531.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XLVIII. S. 875.

[3]) Compt. rend. 1844. T. XIX. p. 240.

[4]) Meteorol. Untersuch. S. 66; — Repertor. d. Physik. Bd. IV. S. 268.

[5]) Poggend. Ann. Bd. LXVI. S. 529.

[6]) Unterhaltungen im Gebiete der Astronomie, Meteorologie und Geographie von G. A. Jahn. Jahrg. VIII. S. 391.

ändern entlang schiessenden elektrischen Funken, die das ganze nnere Gewölk aufschliessende Beleuchtung gaben ein Schauspiel, ie ich (Stockmann) es ausserdem in ähnlicher Weise nur dreimal esehen. Die lange Dauer von 8^h 30^m bis 12^h erlaubte jede Art ierher gehörender Beobachtungen". — Nach Arago [1]) sollen Blitze hne Donner auf den Antillen, zu Rio Janeiro und Patna (in Ostdien) häufig vorkommen.

Derartige Erscheinungen haben allerdings etwas Auffallendes, enn man bedenkt, dass fast der kleinste sichtbare Entladungsnke unserer Elektrisirmaschinen und Leydener Flaschen von einem örbaren Geräusche begleitet ist. Wahrscheinlich sind aber die sog. litze ohne Donner eben nur solche, die wie andere wirkliche Blitze var eine Erschütterung und Wellenbewegung der Luft bewirken, doch unter Umständen, die diese Bewegung als Schall nicht zur ahrnehmung gelangen lassen. Die Akustik bietet Verhältnisse, welhe die in Rede stehende Erscheinung begreiflich machen, oder sie och mindestens ihrer Fremdartigkeit entkleiden.

Man weiss, dass die Intensität oder Stärke des Schalles mit achsender Entfernung von dem Orte der Schallquelle abnimmt, nd zwar im Verhältniss zum Quadrate der Entfernung. Sodann t der Schall um so intensiver, je dichter das Medium, durch welhes sich derselbe fortpflanzt, und je grösser der Unterschied zwichen der Dichte des verdichteten und verdünnten Theiles der challwelle ist; daher ist der Schall im Wasserstoffgase und in verdünnter Luft schwächer als in Luft von gewöhnlicher Dichte. Nach iner Berechnung von Poisson [2]) hängt die Intensität des Schalles on der Dichte derjenigen Luftschichten ab, in welcher er entsteht, nd verbreitet sich auch deshalb schon leichter in die Höhe als ach der Tiefe. Gay-Lussac bemerkte während seiner Luftschifffahrt, dass seine Stimme in der Höhe, welche er erreicht hatte, chwächer geworden war, und nach de Saussure schallt auf der pitze des Montblanc ein Pistolenschuss schwächer als ein in der bene losgebrannter Schwärmer. Ist aber der Schall genöthigt, us einem Medium in ein anderes von verschiedener Dichte überugehen, so findet bei jedem derartigen Uebergange eine Reflexion,

---

[1]) Annuaire de bureau des longitudes pour l'an 1838. — Vglch. auch ese: L'Instit. Nr. 1123. p. 288.

[2]) Journ. de l'Ecole polyt. Cah. XIV. p. 328.

und demzufolge eine Schwächung desselben statt. Dies ist besonders dann der Fall, wenn der Schall aus einem dünneren in ein dichteres Mittel übergeht.

Entstehen nun die bezeichneten Blitze in einer beträchtlichen Höhe, so wird die von ihnen veranlasste Schallbewegung schon an sich von geringerer Intensität sein, als wenn die elektrische Entladung in einer tieferen dichteren Luftschicht ihren Anfang nimmt; und da auch die Fortpflanzung des Schalles nach unten eine bedeutende Schwächung desselben mit sich führen kann, so reichen schon diese Gründe aus, um das Verlöschen des Donners in der Tiefe zu erklären. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass dabei auch, wie Reslhuber [1]) hervorgehoben und durch einige Beispiele erläutert hat, Luftströmungen und die Verhältnisse der Bewölkung Einfluss üben. Eine oben herrschende Luftströmung könnte wohl den Schall horizontal fortführen, so dass manche Beobachter denselben nicht zu hören vermöchten. Wird auf einem hohen Berge, der von benachbarten Bergen nicht überragt wird, bei heiterem Himmel und ruhiger Luft ein Feuergewehr losgeschossen, so vernimmt man vielleicht im Thale am Fusse des Berges einen schwachen Schall; ist aber die Luft nur etwas unruhig und im Thale bedeutend dichter, — lagern Wolken oder Nebel unter der Spitze des Berges in den Niederungen, — so verhallt der Schuss in den Höhen, ohne dass man in der Tiefe etwas hört. Wird in einer ausgedehnten Ebene ziemlich schweres Geschütz bei stark bewegter Luft abgefeuert, so vernimmt man wohl den Schall sehr gut und weit, nicht aber, oder nur auf geringe Entfernung auf der entgegengesetzten Seite. Endlich findet sich in den Berichten der Luftschiffer, dass, wenn sie einmal in eine bedeutende Höhe emporgestiegen waren, sie den Donner der unter ihnen abgefeuerten Kanonen nicht mehr hätten wahrnehmen können, besonders wenn unter ihnen eine Wolkenschicht sich befand; während doch die Fortpflanzung des Schalles nach oben leichter als nach unten geschieht.

276. Zu den elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre gehört wohl gewiss auch das sog. Wetterleuchten, jene blitzähnliche Lichterscheinung, die namentlich an heissen Sommerabenden an der Grenze des Horizontes, mitunter in den verschiedensten

[1]) Sitzungsberichte der k. k. Akad. d. Wissensch. zu Wien. Mathem.-naturw. Klasse. 1858. Bd. XXVIII. S. 177 ff.

genden desselben, wahrgenommen wird. Zu unterscheiden von m Wetterleuchten sind alle vereinzelnten Lichterscheinungen, die n helleren Sternschnuppen oder Feuerkugeln herrühren, so wie ch die Erscheinungen des Zodiakallichtes, der Polarlichter etc. s Wetterleuchten besteht in dem wiederholten Aufblitzen in ir- nd einer Himmelsgegend, meist bei heiterem Himmel, ohne dass m zugleich eine Detonation vernimmt. Der Gedanke, dass das tterleuchten mit entfernten unter dem Horizonte des Beobach- gsortes stehenden Gewittern, deren Donner wegen der zu gros- n Entfernung nicht vernehmbar ist, im Zusammenhange stehe, nnte nicht ausbleiben. Diese Ansicht ist neuerdings, wie mir scheint, von Reslhuber [1]) durch eine reichhaltige Zusammenstellung n Fällen, wo man an einem bestimmten Orte Wetterleuchten be- chtete, während anderwärts Gewitter stattfanden, wenn nicht r vollen Gewissheit, so doch zu einem sehr hohen Grade der hrscheinlichkeit erhoben worden. Aus dieser Zusammenstellung gaben sich in Rücksicht der Entfernung, bis auf welche das Auf- chten der Blitze noch wahrgenommen werden kann, im Mittel n 23 am weitesten von Kremsmünster abstehenden Orten, welchen gleich- oder nahe gleichzeitig mit dem in Kremsmün- er beobachteten Wetterleuchten Gewitter mit Donner stattgefun- n hatten, 40,9 geogr. Meilen, oder mit Hinweglassung der drei in eser Beziehung entferntesten Orte (Bregenz, Bodenbach, Schemnitz, ren Entfernung resp. 64, 61, 68 M. beträgt), 37,1 geogr. Meilen. an man besonders bei heiterem Himmel, wenn kein vorstehendes ewölk die möglichst weite Fernsicht am Horizonte in einer offenen gend hindert, den Reflex der Blitze in der Luft von einem unter serem Horizonte stehenden Gewitter auf 30 und mehr Meilen tfernung sehen kann, lässt sich als erfahrungsmässig festgestellt nehmen.

Insgemein wird das Wetterleuchten als ein Zeichen bevor- ehender Temperaturerniedrigung betrachtet, daher es denn auch isst: das Wetter kühle sich ab. Wirklich folgt auch dem Wet- rleuchten in vielen Fällen eine Depression der Lufttemperatur,

---

[1]) Director der Sternwarte zu Kremsmünster; — Sitzungsber. der k. k. kad. zu Wien. 1858. Bd. XXVIII. Nr. 3. S. 177 f., 185 ff. — Auch Raillard richt sich in Folge einiger Beobachtungen für diese Ansicht aus. Compt. rend. . XLIII. p. 816.

was nicht befremden kann, wenn dasselbe von einem entfernten Gewitter herrührt, da die mit dem letzteren verknüpfte Gleichgewichtsstörung, welche wegen der Windverhältnisse und gesteigerten Verdunstung der Niederschläge Abkühlung zur Folge hat, sich sehr wohl in einem grösseren Umkreise, also auch nach Gegenden hin verbreiten kann, wo das Gewitter nicht stattgefunden hat.

Auf Grund des Vorstehenden können wir nun der Ansicht eben nicht beipflichten, dass das Wetterleuchten eine, unabhängig von Gewittern sich ereignende, leuchtende Erscheinung sei, die vielleicht durch Ausströmung starker Elektricität ohne elektrischen Gegensatz benachbarter Wolkenschichten veranlasst werde. So sollen, wie Schübler [1]) äusserte, an heissen Sommerabenden höhere Luftschichten mit Eintritt der Nacht schnell tiefer sinken, ihre Elektricität bei Annäherung zu den feuchten, tieferen Schichten nicht mehr in sich angesammelt erhalten können und daher dieselbe ausstrahlen lassen. Sowohl nach dieser, als auch nach einer andern, von Matteucci [2]) geäusserten Ansicht, nach welcher condensirte Dämpfe in der Nähe des Bodens eine leitende Schicht bilden sollen, die das Gleichgewicht zwischen der Elektricität des Bodens und der Atmosphäre herstelle, müsste man das Wetterleuchten öfter in unmittelbarer Nähe und namentlich auch, wie schon Huber-Burnaud [3]) bemerkte, in der Nähe des Zeniths wahrnehmen. Freilich hat man zuweilen eine Art Wetterleuchten im Zenith beobachtet; höchst wahrscheinlich aber gehört diese Erscheinung zu jenen Fällen von Blitzen ohne Donner, die wir bereits (Nr. 275) besprochen haben. Doch wollen wir die Möglichkeit nicht verkennen, dass mitunter — vielleicht nicht selten gerade in den höheren dünneren Schichten der Atmosphäre — elektrische Entladungen vorkommen, die vermöge der Art und Weise, wie sie vorgehen, von Haus aus keine Veranlassung zu donnerähnlichen Detonationen geben; sie gehören dann aber auch nicht in die Klasse der eigentlichen Blitze. Dass an der Erdoberfläche elektrische Entladungen ohne auffälliges Geräusch, d. h. jedenfalls ohne Donner, stattfinden können, bezeugen die St. Elmsfeuer.

---

[1]) Meteorol. S. 152.

[2]) Bibliothèque universelle. XLII. p. 9.

[3]) hält gleichfalls das Phänomen für Blitze entfernter Gewitter; Bibl. univ. XLII. p. 254.

877. Die sog. Wetterlichter oder St. Elmsfeuer (mitunter lelenenfeuer und Hermesfeuer) [1]) genannt, sind elektrische scheinungen, die sich meist an den Spitzen hervorragender tände, so an metallenen Thurmspitzen, an den Spitzen der ıme und des Stangenwerkes auf Schiffen, an den Zweigen ıitzen der Bäume, und an anderen, auch thierischen Körpern, n den Ohrenspitzen und den Mähnen der Pferde, zu zeigen . Schon die Alten erzählen viel von diesem Phänomen. , Livius, Hirtius u. A. berichten, dass sich Feuerbüschel auf itzen der Lanzen und Pfeile zeigten, und Plinius [2]) erwähnt, r selbst Sterne auf den Lanzen der Soldaten und auf den der Schiffe gesehen, die mit Zischen von einer Stelle zur hüpften. Bei den Alten war das St. Elmsfeuer nach den ren, Castor und Pollux, benannt, welche als Retter in See- n verehrt und als rettend nahe erkannt wurden, wenn diese scheinung auf den Masten und Segeln sich zeigte. Der Be- ıg: St. Elmsfeuer soll aber nach F. Piper [3]) ein christlicher nname (Erasmus, zusammengezogen Ermus, italienisch Ermo, Elmo) zum Grunde liegen. — Man hat diese Erscheinung ft, namentlich auch im Winter bei Stürmen, wahrgenommen. en vielen Erzählungen seien hier nur einige hervorgehoben. nd [4]) sah am 3. Mai 1821 in der Nähe von Neufchatel wäh- eines heftigen Gewitters, dass sein Hut und Regenschirm ten. Ebenso bemerkte J. Braid zu Leadhills am 20. Februar dass die Ohren seines Pferdes und der Rand des Hutes ganz nd waren. Einige Zeit darauf fing es an heftig zu schneien ı regnen. Sobald das Pferd nass geworden war, verschwand cht an den Ohren, aber das schwache Licht am Rande des erlosch nicht eher, als bis der letztere durch und durch nass Ehe der Regen anfing, schossen unzählige Funken nach dem des Hutes und den Ohren des Pferdes. In der Nacht vom nuar 1817 hatte man auch in vielen Gegenden der östlichen der Vereinigten Staaten von Nordamerika Gewitter mit Regen chnee. Die Blitze folgten fast ununterbrochen aufeinander,

---

[1]) Schweigger's Jahrb. N. R. Bd. XVI S. 259.
[2]) Hist. Lib. XXXII. Cap. 1.
[3]) Poggend. Ann. Bd. LXXII. S. 317.
[4]) Gilb. Ann. Bd. LXX. S. 119.

aber nur auf wenige folgte Donner. Die Personen, welche sich um diese Zeit im Freien an etwas hochliegenden Stellen befanden, sahen den Rand ihrer Hüte, ihre Handschuhe, die Ohren, den Schweif und die Mähnen der Pferde, an den Wegen stehendes Gesträuch, einzeln stehende Baumstämme u. dgl. mit lebhaften, wankenden und verschieden gestalteten Flammen umgeben, welche ein schwaches Geräusch hervorbrachten, ähnlich dem, welches man beim Kochen des Wassers kurz vor dem Sieden bemerkt.

Aehnliche Wetterlichter an verschiedenen terrestrischen Objecten hat man noch vielfach wahrgenommen. Die Abweichungen beziehen sich meist nur auf die Grösse der Erscheinung. In der Nähe von Aschaffenburg wurde Riegel [1]) bei sehr finsterer Nacht von einem heftigen Platzregen mit Sturmwind überfallen. Als dieser nach etlichen Minuten vorüber war, wurde derselbe und sein Pferd von einem zweiten Regen durchnässt, und er sah nun, während er in einer Fähre über ein Wasser fuhr, dass die in die Höhe stehenden Mähnen seines Pferdes, so wie die Ränder und Spitzen der Ohren zu leuchten anfingen. Auch die aus Bindfaden geflochtene Spitze seiner Reitpeitsche leuchtete, wie es heisst, einen Fuss lang. Auf der Mitte des Flusses zeigte sich die Erscheinung am auffallendsten, und verschwand, als Riegel das Land betrat. Mohr [2]) erzählt von einem Herrn, der bei Regenschauer und Schneegestöber in finsterer Nacht zwischen einem Flusse und Walde ritt. Nach einigen Funkenerscheinungen sah er die Ohren seines Pferdes leuchten, und bald verbreitete sich das Licht von hier über den ganzen Kopf und Hals. Auf jeder längeren Haarspitze sass gleichsam ein Funke; auf den kleinen Spitzen waren die Funken fast unmerklich. Johanniswürmchen gleich sassen diese Lichtpunkte auf den am Eingange der Nasenlöcher und Ohren befindlichen Haaren, und waren besonders brillant längs der Mähnen, wo sie wie Perlen in den einzelnen Haaren eingeschoben zu sein schienen. Am Schweife und an den übrigen Theilen des Pferdes war nichts zu sehen.

Burchell [3]) erzählt: „Ich kehrte Abends von einem Besuche zurück, welchen ich den Missionären (im südlichen Afrika) gemacht

[1]) Poggend. Ann. Bd. XLVI. S. 655.

[2]) Poggend Ann. Bd. XXXIV. S. 370.

[3]) Reise in Südafrika. Th. I. S. 368; Kämtz, Meteorol. II. S. 487. — Ein ebenfalls sehr auffallendes Beispiel von einem St. Elmsfeuer (auf einem Schiffe) wird von Forbin: Mém. I. p. 368; Hamburger Magazin VII. S. 425 mitgetheilt.

e, und als ich über die Wiese ging, bemerkte ich ein elektri-
s Phänomen, das ich nur dies einzige Mal in meinem Leben sah.
jeder Himmelsgegend aus schienen Blitze auszugehen, die auf-
nder in sehr kurzen Zwischenzeiten ohne Donner folgten. Alles
s umher war still und nur einzelne schwere Regentropfen ent-
n einigen ausserordentlich dichten und schwarzen Wolken.
zlich erblindete ich fast von einem glänzenden Schimmer, der
Zenith herabgefahren zu sein schien, und einen Augenblick
; schien jeder Grashalm 15 Fuss im Umkreise durch die Elek-
tät entzündet zu sein. Keine Explosion fand statt, nicht das
deste Geräusch liess sich hören, und das Phänomen äusserte
e Wirkung auf keine andere Weise. Alles blieb ruhig und ich
te meinen Weg fort, ohne dass die Erscheinung sich von Neuem
igt hätte. Das grobe Gras hatte an jeder Stelle einen Fuss
e, und jeder Halm und jedes Blatt war stark erleuchtet, oder
en vielmehr zu brennen; doch weiter als 15 Fuss konnte ich
e Erscheinung nicht wahrnehmen."

Neuerdings wurde ein St. Elmsfeuer von Kleefeld [1]) beobachtet.
selbe befand sich im November 1856 auf einer Reise im Car-
ıser Kreise, einer hochgelegenen bergigen, zum grossen Theil
Wäldern bedeckten unfruchtbaren Gegend in der Nähe von
ızig. Unterwegs wurde Kleefeld von einem starken, in den Kü-
gegenden häufig vorkommenden, Nebelregen heimgesucht; gegen
Uhr Abends brach plötzlich ein furchtbarer Sturm mit Hagel
heftigem Regen los, in Folge dessen eine vollständige Finster-
eintrat. Nach einer Viertelstunde sah er, wie eine am Wege
hende Espe im brillanten Feuerschmuck aus der Dunkelheit her-
trat; jede Spitze, jede Ecke der Reiser trug ein kleines Flämm-
n von geringer Lichtstärke; das Zusammenwirken der ungeheuren
ahl brachte aber einen solchen Lichtschein hervor, dass man
Weg ganz gut wieder erkennen konnte. Die ganze Erscheinung
ierte ungefähr 3 Minuten und wurde an einem 2 Meilen ent-
nten Orte gleichzeitig beobachtet. Bald nachher legte sich der
rm und erheiterte sich der Himmel.

Viele Wetterlichter bei Schneegestöber zeigten sich am 23.
bruar 1792 Abends auf dem Thurmknopfe der grossen evange-

[1]) Poggend. Ann. 1861. Nr. 4.

lischen Pfarrkirche zu Hermannstadt [1]). Mitunter hat man wahrgenommen, dass auch die herabfallenden Schneeflocken selbst eine Lichterscheinung darbieten. Bei einem heftigen Schneegestöber, welches zu Freiberg am 25. Februar 1822 stattfand, und bei welchem die Elektricität nach Lampadius' [2]) Beobachtung sehr stark war, bemerkte der Bergeleve v. Thielau bei der Halsbrückner Strasse an den Zweigspitzen aller Bäume eine lebhafte Lichterscheinung, welche aufhörte, wenn die Zweigspitzen der Bäume zur Erde gebogen wurden. Zu derselben Zeit sahen drei Bergleute auf der anderen Seite von Freiberg, dass die Schneeflocken und Graupelkörner leuchtend zur Erde fielen. Dieselbe Erscheinung des leuchtenden Schnees hat Forskall [3]) am 22. April 1759 zu Upsala gesehen, und Ende März 1823 wurde sie auf dem Lochawe-See in Argileshire beobachtet.

Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, dass das St. Elmsfeuer im Wesentlichen dieselbe bekannte Lichterscheinung ist, welche man bei unseren Elektrisirmaschinen an den auf dem positiv oder negativ elektrischen Conductor befestigten Spitzen bemerkt, wenn in diese die Elektricität ein- oder aus ihnen hervorströmt. Die meisten Erscheinungen des St. Elmsfeuers, von denen wir Nachricht haben, gehören zu dem Falle, wo die negative Elektricität einer Gewitterwolke (oder des Regens und Schnees) sich den Spitzen hervorragender Gegenstände mittheilt. Dies wird geschehen, wenn die Gewitterwolke der Erde sehr nahe ist, so dass die hervorragenden Spitzen in die elektrische Atmosphäre der Wolke vollständig eingetaucht sind, wo denn statt der explosiven Entladung durch die Luft eine mehr geräuschlose vorgeht, welche sich eben durch die Lichtflämmchen an den Spitzen bemerklich macht. Diese Erscheinung scheint meist dann vorzukommen, wenn die Gewitterwolke in Folge der Windverhältnisse zerstreut wird, und nun als eine weniger compacte Masse zur Entladung gelangt. Reimarus [4]) bemerkt, dass die Erscheinung sich nicht sowohl während der Gewitter, als vielmehr nach der Zertheilung derselben zeige, und daher von den Schiffern als eine gute Vorbedeutung angesehen werde. Gewiss tritt

---

[1]) Lichtenberg's Magazin. Th. VIII. St. 4. S. 158.

[2]) Gilb. Ann. Bd. LXX. S. 113.

[3]) Bergmann, Physik. Erdbeschr. Th. II. S. 78.

[4]) Neuere Bemerkungen vom Blitze. S. 170.

aber die Erscheinung nicht immer nach, sondern wohl auch öfter gerade während der Zerstreuung des Gewitters hervor. Die seltner beobachteten feinen Lichtpunkte an den Spitzen hervorragender Gegenstände scheinen mehr auf ein Ausströmen der negativen Elektricität der Erde nach der positiv elektrischen Atmosphäre oder vielleicht auch nach einer durch Vertheilung positiv elektrisirten Wolkenschicht hin zu deuten. —

278. Betrachten wir nun die atmosphärischen Bedingungen, von denen die Erscheinung der Gewitter abhängig ist. Dass dieselbe mit einer raschen, energischen und reichlichen Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes in nächstem Zusamenhange steht, haben wir bereits erkannt. Daher können überall Gewitter entstehen, wo die Bedingungen zu einer solchen Condensation des Wasserdampfes gegeben sind. Diese Bedingungen finden sich in der Vermischung ungleich warmer Winde, vornehmlich derjenigen, welche die grössten Temperaturdifferenzen darbieten, also des S., SW. mit N., NO. Ein plötzliches Vermischen dieser ungleich temperirten Luftmassen und ein damit verbundenes möglichst schnelles Hervortreten des wässerigen Niederschlages wird aber am leichtesten geschehen, wenn der kältere Wind den wärmeren verdrängt. Auf diese Weise entstehen die meisten Gewitter in unseren Gegenden; dieselben sind Erscheinungen der Westseite unseres Horizontes und treten hervor, indem der Wind sich schnell von S. durch W. nach N. dreht, was eben der Fall ist, wenn eine herrschende südliche Strömung durch eine nördliche verdrängt wird. Da die letztere zuerst unten einfällt, so wird unmittelbar vor der Gewitterwolke der kältere nördliche Wind herwehen, das Barometer während des Gewitters rasch steigen, und die Temperatur nach demselben bedeutend herabsinken. Die Hitze vor dem Gewitter ist zum Theil eben nur die Folge des bis dahin herrschenden Südwindes [1]), die dem Gewitter vorangehende Windstille (oder sog. drückende Luft)

[1]) der namentlich auch in den höheren Theilen der Atmosphäre eine beträchtliche Temperaturerhöhung veranlassen wird, was mit Bestimmtheit aus Brandes' Beobachtungen der terrestrischen Strahlenbrechung hervorgeht. Indem nun in diesen südlichen Wind unten ein nördlicher einfällt, nimmt der plötzlich entstehende Niederschlag die Form des Cumulus und Cumulostratus an. Meist findet man beim Gewitter oben eine leichte Bedeckung von Cirris, unter dieser aber Cumuli, die sich in den Cumulostratus verwandeln.

wird aber insbesondere durch das Entgegenwehen der beiden Luftströmungen bewirkt, bis die nördliche zum Durchbruche gekommen ist. Der Zug der Gewitterwolken, in Europa vorherrschend von SW. nach NO., ist nach dem Vorstehenden verständlich. Ein Gewitter aber, dessen Zug wir meilenweit verfolgen, ist nicht eine und dieselbe fortschreitende Wolke, sondern, wie Dove [1]) hervorgehoben hat, ein fortschreitender Wind, der seinen Weg am Himmel, durch Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes, dunkel abzeichnet; daher denn auch die Geschwindigkeit des Gewitters nur die des Windes ist, welcher die Niederschläge bewirkt. Gewitter können auch entstehen, indem der Wind sich rasch von O. durch SO. nach S. dreht, also eine herrschende nördliche (resp. NO. oder O.) Strömung durch eine südliche von oben her verdrängt wird. Diese Gewitter, der Ostseite angehörig, ziehen höher als die zuvor betrachteten; das Barometer fällt während derselben, wohingegen die Temperatur sich erhöht. Solche Gewitter der Ostseite sind für unsere Gegenden im Ganzen viel seltner als jene der Westseite. Natürlich muss die Intensität des südlichen Windes bedeutend sein, wenn durch denselben eine plötzliche Vermischung mit dem kälteren Wind und demzufolge eine rasche und mächtige Condensation des Wasserdampfes herbeigeführt werden soll.

Sonach können wir mit Dove die Gesammtheit der die bezeichneten Gewitter begleitenden Erscheinungen als einen einfachen Ausdruck des Drehungsgesetzes betrachten. Mehrere rasch aufeinander folgende Gewitter auf der Westseite sind die als Niederschlag sich darstellende Drehung des Windes von S. durch W. nach N. Das folgende Gewitter kommt dann aus einer immer mehr nördlichen Gegend. In analoger Weise verhält es sich auf der Ostseite bei der Drehung von O. durch SO. nach S., wobei eben so wie dort, wenn die Drehung sich nicht mit einem Mal stetig, sondern stossweise vollendet, durch jeden neuen Stoss ein neues Gewitter veranlasst werden kann. Wie aber auf der Westseite das folgende Gewitter aus einem mehr nördlichen, so wird auf der Ostseite jedes folgende aus einem mehr südlichen Striche kommen. Die verschiedene Richtung des Windes vor und nach dem Gewitter findet in dem Gesagten ohne Weiteres seine Erklärung.

---

[1]) Meteorol. Untersuch. S. 64 u. 224 ff.

Bemerkt sei noch, dass mitunter auch auf der Westseite, in Folge des Zurückspringens des Windes (bei stürmischem Südwinde), Gewitter entstehen, welche, wie die der Ostseite, mit einem Fallen des Barometers und einem Steigen des Thermometers verknüpft sind.

279. Ferner entstehen Gewitter durch lebhaft aufsteigende warme Luftströme, deren Wasserdampf in den höheren Schichten eine mächtige Condensation erfährt, wie ja auch bei vulkanischen Eruptionen durch den in grosser Menge emporgeworfenen Wasserdampf Gewitter und Regenschauer hoch über der Feuersäule des Vulkans veranlasst werden. Zu den durch einen aufsteigenden Luftstrom bewirkten elektrischen Niederschlägen sind zu rechnen die täglich erfolgenden Gewitter in der Zone der Windstillen, wie auch die mit grosser Regelmässigkeit auftretenden Gewitter der tropischen Regenzeit (bei höchstem Sonnenstande), ferner die localen Gebirgsgewitter, z. B. über den Seen von Ober-Italien, wo die einschliessenden Gebirgswände ein seitliches Abfliessen der stark erhitzten, aufsteigenden Luft verhindern. Der allmälig anwachsenden Intensität des aufsteigenden Luftstromes entsprechend, entstehen diese Gewitter meist gegen Mittag, entladen sich am Nachmittage, und lösen sich gegen Abend, sobald der besagte Luftstrom nachlässt, wieder auf. Auch in den Ebenen der gemässigten Zone werden im Sommer bei Windstille, wenn also keine horizontale Luftströmung vorherrscht, durch den in Folge starker Erhitzung des Bodens aufsteigenden Luftstrom Gewitter veranlasst.

Gebirgsgewitter können aber, wie Dove [1]) bemerkt, auf doppelte Weise entstehen, nämlich entweder dadurch, dass an der Wand des Gebirges die warme Luft aufzusteigen gezwungen ist, besonders wenn der südliche Wind heftig weht, wo dann auf der Südseite das Gewitter sich bildet, oder so, dass ein in einem Thalkessel ungestört sich entwickelnder aufsteigender Luftstrom, wenn er über die Seitenwände hervortritt, von einem kalten Winde gepresst wird.

Bekanntlich spricht man nicht selten von Wetterscheiden, worunter man Punkte versteht, an welchen eine aus der Ferne gesehene Wetterwolke plötzlich stehen zu bleiben, oder von wo aus dieselbe nach einer ganz anderen Richtung fortzuziehen, oder auch sich mehrfach zu theilen scheint. Wahrscheinlich deuten diese sog.

---

[1]) Meteorol. Untersuch. S. 65.

Wetterscheiden meist nur auf Erscheinungen localer Natur, d. h. auf Gewitter hin, die einem aufsteigenden Luftstrome ihr Dasein verdanken, so dass solche Punkte auf Niederschläge, welche im Gefolge allgemeinerer Luftströmungen auftreten, in Hinsicht auf die weitere Verbreitung keinen Einfluss üben. Indessen ist es denkbar, dass nicht sehr hochschwebende Gewitter durch den rein mechanischen Widerstand einzelner hervorragender Berge aufgehalten und auch vielleicht zu einer Aenderung ihrer Richtung genöthigt werden. Hier mag zum Theil das gelten, was Kämtz [1]) darüber hervorgehoben hat. Steht nämlich die Richtung, welche das Gewitter nimmt, senkrecht auf dem Gebirgszuge, so mag es hier stundenlang stehen bleiben; bilden aber beide Richtungen einen schiefen Winkel, so zieht das Gewitter vielleicht parallel mit der Bergkette fort, bis es ein Thal findet, welches mit seiner früheren Richtung zusammenfällt, worauf es sich in dieser bewegt. Eine solche Wetterscheide soll nach den Kämtz mündlich mitgetheilten Erfahrungen des Schlossgärtners Metzger zu Heidelberg der Melicobus und der ganze westliche Abhang des Odenwaldes sein. Hier werden die Gewitter, welche im Rheinthale entstehen und aus Westen kommen, aufgehalten, so dass sich dieselben nach Süden wenden und entweder ins Neckarthal treten oder noch weiter südlich gehen. Auch mag es geschehen, dass, wenn ein Thal sich in mehrere Arme theilt und an dieser Stelle sich ein aufsteigender Berg befindet, Gewitter, welche thalaufwärts ziehen, längere Zeit an der Verbindungsstelle stehen bleiben und sich hier theilen. In dieser Beziehung wird der Ringenburger Berg in der Gegend von Ostrach in Oberschwaben und die sog. Schneckenwand bei Dankeltsweiler im Oberamt Ravensburg genannt. Die von Westen kommenden Gewitter trennen sich an diesen Punkten, heisst es, gewöhnlich in zwei Theile, wovon der eine mehr südöstlich, der andere mehr nördlich gegen die Donau zieht.

In manchen Fällen mag indess die Theilung eines aus der Ferne beobachteten Gewitters auch nur auf einer optischen Täuschung beruhen [2]), indem nämlich das ferne Gewitter nicht ein einziges ist, sondern aus zwei getrennten, neben einander fortziehenden besteht.

---

[1]) Meteorol. II. S. 475. — Ueber Wetterscheiden s. auch Schübler: Schweigger's Jahrb. N. R. Bd. I. S. 138, IV. S. 383, XI. S. 42, u. XIV. S 232.

[2]) s. Henrici: Poggend. Ann. Bd. LXVI. S. 522.

in der Ferne in ähnlicher Weise, wie die Bäume einer langen e, vereint erscheinen, näher herangekommen aber auseinander- en, da nun der zwischen ihnen befindliche Raum unter einem seren Winkel sich darbietet.

280. Reflectiren wir nun auf die Häufigkeit der Gewitter er verschiedenen Breiten, so findet sich, dass dieselben am häu- en in niederen Breiten während der nassen Jahreszeit vorkom- n, indem dann bei höchstem Sonnenstande der täglich aufstei- de Luftstrom eine grosse Menge Wasserdämpfe in die Höhe t, die daselbst condensirt zu heftigen elektrischen Entladungen ass geben.

In höheren Breiten nimmt die Anzahl der Gewitter im Allge- nen ab, je mehr man sich dem Pole nähert, und scheint dieselbe h nach dem Innern der Continente hin abzunehmen, da nach ihrigen Beobachtungen in Archangel jährlich 6 Gewitter, in Ja- k und Nertchinsk nur 3 stattfinden [1]). Gieseke bemerkte wäh- d eines 6jährigen Aufenthaltes in Grönland (unter einer Breite 70°) nur ein einziges Gewitter [2]). Und Arago hegte die Mei- g, dass man auf der See oder Inseln über 75° nördlicher Breite ns keinen Donner höre, wogegen jedoch v. Baer [3]) bemerkte, s zwar die Gewitter in Island und Grönland schon selten, aber h auf Nowaja Selmja und selbst Spitzbergen noch vorkommen.

Für verschiedene europäische Länder gab Kämtz [4]) folgende erische Angaben über die Menge der Gewitter und deren Ver- lung auf die Jahreszeiten. Die Zahlen geben an, wie viele von Gewittern auf die verschiedenen Jahreszeiten kommen.

	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
stliches Europa	8,9	17,7	52,2	20,9
weiz	6,4	20,6	69,0	10,0
tschland	1,4	24,4	66,0	8,2
eres Europa (Russl.)	0,0	15,7	79,3	5,0

Man sieht, dass hier überall die Mehrzahl der Gewitter auf Sommer fällt. Von der Westküste Europas nach Deutschland

[1]) Dove's Repertor. d. Physik. Bd. IV. S. 270.
[2]) Humboldt, Voyage. T. VII. p. 426. — Poggend. Ann. Bd. XLVIII. S. 601.
[3]) Bulletin de l'Acad. de St. Petersb. Mai 1839.
[4]) Meteorol. II. S. 454 ff.

hin nimmt die Anzahl der Winter- und Herbstgewitter ab, während die der Sommer- und Frühlingsgewitter wächst, was noch auffälliger für das Innere des Continents hervortritt, wo 79,3 Proc., also mehr als $\frac{3}{4}$ aller Gewitter auf den Sommer fallen. Wie das Uebergewicht der Sommerregen über die Winterregen mit der Entfernung vom atlantischen Meere zunimmt, — bemerkt Kämtz, — so sieht man auch die Zahl der Wintergewitter kleiner, die der Sommergewitter grösser werden. Anders jedoch verhält es sich an der Westküste von Norwegen, wo die Wintergewitter das Uebergewicht über die Sommergewitter haben. Nach der Beschreibung des Pfarrers Herzberg entstehen jene Gewitter, wenn ein Thauwind aus Süden ein Paar Tage geweht hat und nun plötzlich nach W. und NW. springt, mit Thauwetter, Windstössen, zuweilen auch mit Hagelschauer; oder nach langem Thauwetter, milder Luft, starkem Regen und Südwinde, wenn der Wind nach W. gehen will, welches dann gemeiniglich mit Sturmschauer, häufigen Blitzen ohne Donnerschläge, bald wiederum mit heftigen Blitzen und Donnerschlägen zu geschehen pflegt. So kann es abwechselnd 3 bis 8 Tage anhalten, bis endlich ein Sturm aus W. oder NW. kommt, oder ein heftiger Platzregen fällt, wodurch die Luft endlich kälter wird, und ein Nordwind die Luft reinigt. Dann ist man beinahe gewiss, dass gutes Wetter, wenigstens einige Tage lang kaltes Wetter und Frost eintreten." Auch Arenz bemerkt, dass der Wind vorher meist südlich sei und während des Gewitters nach NW. herumlaufe. Ebenso sagt Ström, dass man stets auf ein Gewitter rechnen könne, wenn der Wind schnell aus S. nach W. oder NW. gehe. — Gestützt auf die von Herzberg und Arenz mitgetheilten Beobachtungen sieht nun Dove [1]) die Ursache der häufigen Wintergewitter in Norwegen vorzugsweise in der Häufigkeit der südlichen Winde und deren grösserer Intensität, zumal da auch an andern Orten, deren Localität durchaus verschieden ist, sich unter denselben, aber seltner eintretenden Bedingungen dieselbe Erscheinung finde. So sage Kraft nach 9jährigen Beobachtungen in Tübingen: in den Wintermonaten donnert es immer bei heftigem SW. oder W.

Ferner herrschen die Wintergewitter auch in Island vor; auf den Faroern sollen Gewitter nur im Winter bei starkem Sturme stattfinden, ebenso auf den Hebriden und shetländischen Inseln. Vor-

[1]) Meteorol. Unters. S. 236.

altend im Winter, namentlich im December und Januar, zeigen ich die Gewitter auch an der Westküste von Nordamerika (Sitcha).

Wenden wir uns zurück zum südlichen Europa, so finden wir ier am Nordrande des mittelländischen Meeres, nach einigen von ämtz [1]) zusammengestellten Beobachtungen, verschiedene Orte (Marille, Rom, Janina), wo im Vergleich zu höheren Breiten die Geitter gleichmässiger auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt nd, obschon das Maximum immer noch auf den Sommer fällt. agegen scheinen in Sicilien und Malta, wie auch längs der Nordiste von Afrika die Wintergewitter entschieden vorzuherrschen. 'ährend eines vierjährigen Aufenthaltes im südlichen Theile des ittelmeeres, namentlich an den eben genannten Orten, erinnert ch Rümker [2]) nur Gewitter im Winter erlebt zu haben; wenigens seien dort die Gewitter im Sommer verhältnissmässig so sel:n, als sie bei uns im Winter sind. —

Was die Vertheilung der Gewitter nach der Tageszeit anngt, so ist es eine bekannte Erfahrung, dass dieselben am häufigen des Nachmittags, seltner des Nachts, und am seltensten in den lorgenstunden auftreten. In Rücksicht der Gewitter, welche fast diglich durch den aufsteigenden Luftstrom bedingt sind, ist das in len Nachmittagsstunden erfolgende Auftreten sofort verständlich, da a dieser Strom nach Mittag sein Maximum erreicht. Allein auch ür die anderen Gewitter, welche durch das Vermischen ungleich emperirter Luftmassen nach dem Drehungsgesetze zur Erscheiung kommen, kann es eben nicht befremden, wenn sie vorzugsweise Nachmittags auftreten, da wahrscheinlich auch für sie der täglich aufsteigende Luftstrom von Bedeutung ist, insofern er nämlich bei der betreffenden Drehung des Windes zu einer schnelleren, reichlicheren Condensation des Wasserdampfes Anlass gibt. Eben so wenig ist es befremdlich, dass während der Nacht nach dem Morgen hin und während der Morgenstunden die Gewitter seltner erscheinen, da eben mit abnehmender Temperatur auch die Bedingungen zu einer energischen Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes seltner werden.

Auf eine Abhängigkeit der Gewitter von der Tageslänge (in

[1]) A. a. O. S. 463.

[2]) Mecklenburger Archiv. XI. S. 143 ff.

den Monaten April bis September) hat Fritsch [1]) hingewiesen, der sich dabei auf eine längere Reihe von in Prag und Kremsmünster angestellten Beobachtungen stützte. In allen Monaten kommen die Gewitter von 4 bis 10 Uhr Morgens gleich selten vor. Von dieser Tageszeit angefangen vermehren sie sich im

April	bis	um	2^h	Abends,
Mai	„	„	4	„
Juni	„	„	5	„
Juli	„	„	5	„
August	„	„	3	„
September	„	„	2	„

wo sie am häufigsten sind.

Der Einfluss des täglich aufsteigenden Luftstromes, der in den wärmsten Monaten seine grösste Intensität und Dauer gewinnt, ist hier nicht wohl zu verkennen.

Bemerkenswerth ist aber, dass sowohl die Beobachtungen von Prag als die von Kremsmünster ein zweites (nahe gleich grosses) Maximum zu erkennen geben. Dasselbe findet statt im

April	um	8^h	Abends
Mai	„	8	„
Juni	„	9	„
Juli	„	9	„
August	„	9	„
September	„	8	„

also 4 bis 6 Stunden später als das erste Maximum. Erst von da an dauert die Abnahme der Gewitter die ganze Nacht hindurch bis in die späteren Morgenstunden fort. In Kremsmünster fallen die Wendepunkte dieser täglichen Periode um 1 bis 2 Stunden auf eine frühere Tageszeit.

Indessen bedarf dieses zweite Maximum noch einer näheren Bestätigung, wie denn auch Fritsch selbst hervorhebt, dass die Anomalien der täglichen Gewittervertheilung sowohl für Prag als Kremsmünster einigen Zweifel zulassen, ob das zweite Maximum der Vertheilung wirklich bestehe oder nur wegen der geringen Anzahl der Beobachtungen sich herausgestellt habe.

---

[1]) s. Berichte der kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Bd. IX. S. 809.

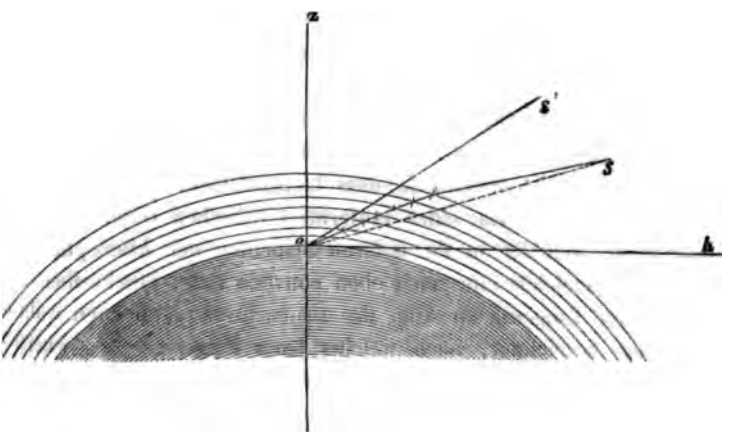
Fünftes Kapitel.

Optische Erscheinungen der Atmosphäre.

281. Von dem auf unsere Atmosphäre fallenden Sonnenlicht mmt ein Theil direct an die Erdoberfläche, während ein anderer eil in der Atmosphäre aufgehalten und hier theils absorbirt, theils :r auch, und zwar in grösserer Menge, nach allen Richtungen zer- eut wird. Ohne Zweifel ist es eine Folge dieser Lichtzerstreuung der Atmosphäre, dass uns der Himmel überall mit einer gewissen lligkeit erscheint; wobei noch zu berücksichtigen, dass die Erde bst als erleuchtete Fläche einen Theil der empfangenen Lichtstrah- wieder aussendet, von welchem wiederum ein Theil in der At- sphäre zerstreut und zur Erde zurückgeschickt wird.

Von der Ursache, welche diese Lichtzerstreuung in der At- sphäre bewirkt, wollen wir noch absehen und zuvörderst die echung des Lichtes in Betracht ziehen, welche innerhalb der At- sphäre wegen ihrer Dichtigkeitsverhältnisse stattfinden muss. Ein chtstrahl, welcher von einem Gestirn schief in unsere Atmosphäre ingt, beschreibt in dieser eine nach unten concave Bahn, da er gen der nach unten zunehmenden Dichte der Luftschichten eine rtwährende Brechung zum Einfallsloth (verlängertem Radius der rde) erfährt. Nun wird aber das Auge eines Beobachters in *o*

Fig. 32.



(Fig. 32) den Ort des Gestirnes *s* nach derjenigen Richtung wahrnehmen, in welcher der Strahl zuletzt in dasselbe eindringt, nämlich nach der Richtung der Tangente *os'* jener Bahn, welche der Strahl innerhalb der Atmosphäre beschreibt. Daher sieht der Beobachter das Gestirn nicht an seinem wahren Orte *s*, sondern höher in *s'*: unter dem Winkel *hos'* über dem Horizont *oh*, während dasselbe unter dem Winkel *hos* erscheinen würde, wenn das Licht keiner Brechung und Ablenkung innerhalb der Atmosphäre unterworfen wäre. Natürlich wird diese Ablenkung um so grösser sein, je länger der Weg ist, den das Licht in der Atmosphäre zurücklegen muss, um in das Auge des Beobachters zu dringen, also am grössten, wenn das Gestirn im Horizont steht; wogegen sie immer kleiner wird, je mehr sich das Gestirn unserem Zenith nähert, so dass sie ganz verschwindet, wenn es in dem letzteren steht, wo dann die von ihm ausgehenden Strahlen die Atmosphäre senkrecht durchdringen und daher keine Brechung erfahren.

Die so eben charakterisirte Strahlenbrechung bringt es auch mit sich, dass Sonne und Mond scheinbar früher auf- und später untergehen, als es wirklich der Fall ist. Man sieht diese Gestirne schon, noch ehe sie aufgegangen, und nimmt sie noch wahr, wenn sie bereits untergegangen sind, also schon unter dem Horizont stehen. Man erkennt, dass damit eine Verlängerung der Tageszeit verbunden ist, was namentlich in Rücksicht der Polargegenden von Belang ist, insofern der Umstand, dass die Sonne länger als 24 Stunden über dem Horizont verweilt, schon in einer geringeren Breite, als die durch den Polarkreis bezeichnete, zur Erscheinung kommt.

282. Die zuvor betrachtete Strahlenbrechung bezog sich auf Lichtstrahlen, die von irgend einem Gestirne aus zu uns gelangen. Man nennt sie die astronomische Strahlenbrechung im Vergleich zur irdischen, die stattfindet, wenn die Strahlen von irdischen Objecten ausgehen. Es ist ersichtlich, dass Lichtstrahlen, welche von einem hochgelegenen Punkte eines entfernten irdischen Objects kommen, indem sie allmälig in die tieferen Schichten der Atmosphäre eindringen, gleichfalls eine nach oben convexe Bahn beschreiben können, deren Tangente im Auge des Beobachters dann eben wohl die Richtung bezeichnet, nach welcher jener Punkt gesehen wird, so dass denn auch hier eine scheinbare Erhebung des Objects stattfindet.

Manche Erscheinungen der sog. Luftspiegelung sind eben Folge
:r ungewöhnlichen irdischen Strahlenbrechung, indem die letztere
ernte Objecte, die unter dem Horizonte des Beobachters liegen,
vortreten lässt. Gewisse Temperaturverhältnisse können es mit
bringen, dass die Luft stellenweise von einer gewissen Höhe
nach der Erdoberfläche hin in einem grösseren als dem gewöhn-
en Maasse an Dichte zunimmt. Dann werden Lichtstrahlen,
che von einem im oder unter dem Horizonte des Auges befind-
en Objecte ausgehen, bei ihrem Uebergange aus den unteren
nteren Luftschichten in die dünneren beständig vom Einfallsloth
weggebrochen werden und daher eine nach oben convexe Bahn
chreiben. Indessen können sie, wenn eine gewisse Grösse des
fallswinkels erreicht ist, nicht weiter in noch dünnere Luftschich-
eindringen; sie werden vielmehr, wie man sagt, total reflectirt,
l beschreiben dann in Folge neuer Brechung nach dem Einfalls-
ie zu eine der vorigen ähnliche, aber nach unten gerichtete Bahn,
dass der Gesammtweg eines Strahles eine nach oben convexe
ie bildet. Unter solchen Umständen kann das Auge ein auf-
htes Bild des Objects, oberhalb des letzteren, wahrnehmen.
nn aber die Strahlen, welche von den unteren und oberen Punk-
eines unterhalb des Horizontes gelegenen Objects ausgehen, sich
dem Auge kreuzen, so wird sich ein verkehrtes Bild des-
ben darbieten; und da jeder Punkt des Objects Strahlen nach
n Richtungen aussendet, so wird es bei der vorausgesetzten
chaffenheit der Atmosphäre nur darauf ankommen, dass sich das
ge in einer angemessenen Entfernung befindet, um zwei Bilder
leich, ein aufrechtes und verkehrtes (beide oberhalb des Objects),
rnehmen zu können.

Andrerseits kann es auch, z. B. auf ausgedehnten Ebenen,
chehen, dass, wenn der Boden bei ruhiger Luft von der Sonne
rk erwärmt wird, die unteren Luftschichten eine geringere Dichte
die darüber befindlichen gewinnen, so dass also die Dichte der
ft von unten nach oben bis zu einer gewissen Grenze zunimmt.
s Auge wird dann von einem entfernten erhabenen Gegenstande
ch ein gewöhnliches directes Bild wahrnehmen können, welches
rch Lichtstrahlen bedingt ist, die nahe in gerader Richtung von
n Punkten dieses Objects nach dem Auge gelangen, ausserdem
er auch ein verkehrtes unterhalb des Gegenstandes, indem von
lem Punkte des letzteren auch solche Strahlen ausgehen, welche

in die dünneren Luftschichten eindringen und hier beständig von dem Einfallslothe hinweggebrochen werden. Diese Strahlen gelangen indess bald zu einer Grenze, von wo aus sie in noch dünnere Luftschichten nicht mehr übergehen können; hier erfahren sie eine sog. totale Reflexion und beschreiben dann auf der anderen Seite in Folge erneuerter Brechung nach dem Einfallsloth zu eine der vorigen entsprechende Bahn, so dass der Gesammtweg eines Lichtstrahles eine nach unten convexe Linie darstellt. Indem nun das Auge auch hier die Bilder der verschiedenen Punkte des Gegenstandes in denjenigen Richtungen sieht, in welchen die Strahlen dasselbe schliesslich treffen. d. h. hier nach den abwärts gerichteten Tangenten jener Bahnen, welche die Lichtstrahlen bis zum Auge beschreiben, so wird ein verkehrtes Bild des Objects unterhalb des letztern wahrnehmbar sein [1]).

Beiläufig sei hier noch des scheinbaren Zitterns der Gegenstände in bewegter oder erhitzter Luft gedacht. Indem nämlich die Lichtstrahlen in diesem Falle öfter durch Luftmassen von ungleicher Dichte gehen, werden sie bald nach der einen, bald nach der andern Seite gebrochen und abgelenkt; daher sie denn nacheinander in verschiedenen Richtungen zum Auge gelangen müssen.

283. Die blaue Farbe des Himmels, wie auch die Morgen- und Abendröthe sind gewiss Erscheinungen, die innerhalb der Atmosphäre bedingt sind und mit der in ihr erfolgenden Reflexion des Sonnenlichtes in nächster Beziehung stehen. Das blaue Licht des Himmels ist reflectirtes. Dasselbe soll nach einer öfter ausgesprochenen Ansicht der Luft als solcher zugehören, nämlich in der Weise, dass die Lufttheilchen vermöge ihrer Constitution die Eigenschaft hätten, die sog. blauen Strahlen des Sonnenlichtes vorzugsweise zu reflectiren, hingegen die anderen, insbesondere die rothen und orangenen mehr durchzulassen, welche letzteren dann, wenn die Sonne im Horizont steht, die Morgen- oder Abendröthe bedingen würden [2]). Diese Ansicht ist jedoch sehr zweifelhaft. Es

---

[1]) Näheres über die sog. Luftspiegelung s. unter andern in des Verf. Schrift: die Theorie des Sehens etc. Halle 1861. S. 87 ff.

[2]) In der That scheint dem Wasser, das in kleineren Mengen (abgesehen von fremdartigen Beimengungen) bekanntlich farblos ist, bei grösserer Masse die blaue Farbe eigenthümlich zu sein, indem es das einfallende weisse Licht in Rücksicht seiner verschiedenartigen Strahlen in einem bestimmten Verhältnisse absorbirt,

ıt sehr fraglich, ob an den Lufttheilchen selbst die zerstreuende eflexion des Lichtes statt hat, die allerdings sich irgendwie in der tmosphäre ereignen muss, da man an jedem Punkte der Erdoberäche von allen Richtungen her Licht empfängt, was wohl nicht eschehen könnte, wenn nicht überall in der Atmosphäre das Licht ach allen möglichen Richtungen reflectirt würde. Zwar werden die trahlen des Sonnenlichtes, indem sie aus dünneren in dichtere Luftchichten übergehen, gebrochen, womit auch sehr wohl eine Reflexion on Seiten der Lufttheilchen verknüpft sein kann, aber wahrscheinlich ur eine regelmässige, nach bestimmten Richtungen erfolgende Reflexion, — nach Richtungen, die nicht einmal die Erdoberfläche treffen verden, da die Grenzflächen der ungleich dichten Schichten nahezu nter sich und mit der Erdoberfläche parallel sind. Ob aber, abgeehen von der ungleichen Dichte der verschiedenen Luftschichten [1]),

---

urchlässt und reflectirt, so dass dann vorherrschend die sog. blauen Strahlen zur rscheinung kommen. Indessen wird solchergestalt erst bei Massen von grösserer icke die blaue Farbe auffallig hervortreten, also namentlich bei dem Wasser der eferen Seen und des Meeres, dessen Farbe man wohl sonst auch von dem reflectirten Blau des Himmels ableitete, das vielleicht hierbei einen gewissen Einfluss usüben mag, aber doch nicht als hauptsachliche oder ausschliessliche Ursache der lauen Farbe des Meerwassers betrachtet werden kann. Um zu erfahren, ob die laue Farbe dem Wasser (in dem bemerkten Sinne) eigenthümlich sei, stellte Bunen folgenden Versuch an. Man schwärzt eine etwa 2 Zoll weite und ungefähr 6 uss lange Glasröhre innen mit einer Mischung von Kienruss und Wachs, jeoch so, dass das untere mit einem Korke verschlossene Ende $\frac{1}{2}$ Zoll weit von iesem Ueberzuge frei bleibt. Dann wirft man einige Stücke von weissem Porcelin in die Röhre, füllt diese mit chemisch reinem Wasser und stellt sie aufrecht i eine weisse Porcellanschale. Sieht man nun von oben durch die 6 Fuss hohe Vassersäule, so erscheinen die Porcellanstücke nicht weiss, sondern blau. Je mehr nan die Wassersäule verkürzt, um so schwächer wird diese Färbung, bis sie zuetzt ganz verschwindet.

[1]) Hr. Schofka (s. Sitzungber. der Akad. in Wien Bd. IX. S. 858) ist der leinung, dass die blaue Farbe des Himmels nach einem bekannten Brechungsgeetze durch das von der Erdoberfläche in die Luft gesandte Sonnenlicht entstehen könne. Geht nämlich ein Lichtstrahl aus einem optisch dichteren Mittel in ein dünneres, so wird er nur dann durchgelassen, wenn der Sinus des Einfallswinkels kleiner ist als der Brechungsindex $\frac{1}{n}$. Nun ist dieser Index für die violetten und blauen Strahlen kleiner als für die rothen und gelben; wenn daher z. B. blaue und orangene Strahlen unter einem gewissen Winkel aus einem dichteren Mittel in ein dünneres übergehen sollen, so werden die letzteren noch durchgelassen, während die ersteren schon eine totale Reflexion erleiden. Das von der Erdoberfläche in

die Hauptbestandtheile der Atmosphäre (Sauer- und Stickstoff) vermöge der Art und Weise, wie sie nebeneinander stehen, eine der Erfahrung entsprechende Reflexion der Sonnenstrahlen bewirken können, ist sehr ungewiss.

Andrerseits kann man im Hinblick auf die allseitige Reflexion des Lichtes an fremde, in der Atmosphäre schwebende: durchsichtige oder undurchsichtige Massentheilchen denken. Die Annahme, dass kleine undurchsichtige, an ihrer Oberfläche stark reflectirende, Körperchen (Stäubchen) überall in der Atmosphäre verbreitet sein möchten, bietet, willkürlich wie sie ist, nicht die geringste Wahrscheinlichkeit, wohl aber ist sehr möglich, dass das in der Atmosphäre enthaltene Wasser die besagte Reflexion bewirkt. Diese Ansicht ist schon zu wiederholten Malen ausgesprochen [1]) und neuerdings von Clausius [2]) auf dem Wege der Rechnung genauer dargelegt worden. Derselbe kam zu dem Resultat, dass wenn die Reflexion der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre an durchsichtigen Massen geschehe, dann nothwendig neben der Reflexion auch Brechung stattfinden müsse, und dass diese Brechung unter allen Umständen Erscheinungen bedinge, die mit den gewöhnlichen Beobachtungen im Widerspruche ständen, mit Ausnahme des einzigen Falles, wenn die reflectirenden Flächen dünne Platten mit parallelen Grenzflächen seien; dies führe aber nothwendig zu der Annahme von feinen Dunstbläschen, die selbst bei klarem Wetter in der Luft schwebten und die Reflexion verursachten.

Dass auch bei klarem Wetter noch solche feine Bläschen in der Atmosphäre schweben, halten wir für sehr wohl möglich. Gewiss wird die Luft in Rücksicht des in ihr enthaltenen Wasserdampfes nicht an allen Punkten einer Vertikalen, die man sich innerhalb der Atmosphäre gezogen denken kann, gleichweit vom Sättigungspunkte entfernt sein. An gewissen Punkten ist immerhin eine

---

die Luft gesandte Licht gehe nun fortwährend aus dichteren Schichten in dünnere, und treffe überall optisch verschiedene Lufttheile unter allen möglichen Einfallswinkeln; es müsse daher unzähligemal die Bedingungen erfüllt finden, wo die Luft die blauen und violetten Strahlen schon zurückwerfe, wahrend sie die gelben und rothen noch durchlasse. Wir erhielten sonach aus der Luft vorwaltend blaues Licht zurück; daher ihre scheinbare Farbe.

[1]) So äusserte schon Newton die Meinung, dass das Blau des Himmels durch Reflexion des Lichtes an sehr kleinen Wassertheilchen entstehe.

[2]) s. Poggend. Ann. Bd. LXXVI. S. 161 u. 188 f

eilweise Condensation des gasförmigen Wasserdampfes in der Form ner Dunstbläschen zu erwarten, welche letztere beim Herabsin- n in wärmere Luftschichten, falls diese noch hinreichend weit von em Sättigungspunkte entfernt sind, verdunsten mögen, während durch andere ersetzt werden. An einen länger dauernden Fort- stand solcher bei klarem Wetter in der Atmosphäre schweben- n Bläschen ist freilich nicht zu denken, sondern eben nur an ein ständiges Entstehen und Vergehen derselben, wozu sich die er- derlichen Bedingungen unschwer darbieten.

Jedes Dunstbläschen ist nun ein in Kugelform gekrümmtes sserhäutchen, das, wenn es im Verhältniss zu seinem Umfange ir dünn ist, auf einen Lichtstrahl, der durch dasselbe seinen Weg nmt, zweimal dieselbe Wirkung ausübt, wie eine ebene Wasser- itte von derselben Dicke mit parallelen Grenzflächen, so dass hier : bekannte Theorie der Farbenerscheinungen dünner Plättchen amellen) ihre Anwendung findet.

Wenn das einfallende Licht, wie das weisse, verschiedenartige rbestrahlen in sich birgt, so wirkt eine solche dünne Platte auf selben nicht in gleichem Verhältniss, und lässt daher sowohl das lectirte als auch das durchgelassene Licht farbig erscheinen, und ar so, dass beide Farben zueinander complementär sind. Die t der auftretenden Farben hängt von der Dicke des Plättchens . Ist diese Dicke so gering, dass sie gerade $\frac{1}{4}$ der kleinsten rkommenden Wellenlänge, nämlich derjenigen des äussersten Vio- t, beträgt, so wird, wenn das weisse Licht senkrecht auffällt, die flexion der violetten Strahlen die grösstmögliche. Die andern rahlen werden dagegen um so weniger reflectirt, je grösser ihre ellenlängen sind; die Mischung aller dieser Lichtmengen gibt ein eissliches Blau. Fällt aber auf dieselbe Platte das Licht schräg n, so wird das Violett nicht mehr im Maximum der Reflexion sein, ährend die übrigen Farbestrahlen, wie vorher, noch weniger re- ctirt werden, als jenes, und zwar in der Reihenfolge, wie ihre ellenlängen zunehmen. Das gesammte Licht wird also schwächer, er gleichfalls blau sein; was auch ebenso stattfinden wird, wenn e Dicke der Platte noch geringer ist, als oben angenommen wurde. ei abnehmender Dicke wird das reflectirte Licht immer dunkler au werden, bis die Platte zu dünn ist, um überhaupt noch Licht reflectiren. Nimmt aber umgekehrt die Dicke der Platte von em oben bemerkten Werthe an allmälig zu, so wird ebenfalls das

Violett schwächer reflectirt werden, aber dafür eine andere Farbe zum Maximum der Reflexion gelangen, und so die Färbung des ganzen Lichtes geändert werden. Man erhält für dieses bei wachsender Dicke der Platte dieselbe Reihe von Farben, die sich an den bekannten Newton'schen Farbenringen kundgibt.

284. In der Atmosphäre vertreten nun die Dunstbläschen die Stelle jener durchsichtigen Platten [1]). Diejenigen Bläschen, welche noch bei klarem Wetter in der Luft schweben, können gewiss nur sehr dünn sein; und wenn man annimmt, dass ihre Dicke höchstens $\frac{1}{4}$ der Wellenlänge des Violett beträgt, so folgt daraus sicher die blaue Farbe des reflectirten Himmelslichtes, welche um so dunkler sein muss, je klarer die Luft, d. h. je feiner die Bläschen sind. Wird aber die Luft feuchter, und besitzen die Bläschen nicht mehr die zuvor erwähnte Feinheit, so wird der Himmel doch nicht, wie es den Anschein haben könnte, statt des Blau auch die übrigen Farben der Reihe nach zeigen. Denn während bei feuchter Luft die schon vorhandenen Bläschen an Dicke zunehmen, bilden sich zugleich neue feine Bläschen, so dass man nie eine bestimmte Dicke für alle, sondern höchstens einen Grenzwerth angeben kann, welcher die kleineren Werthe nicht ausschliesst. Ueberschreitet dieser Grenzwerth die vorher angenommene Grösse um etwas, so wird neben vielem Blau auch etwas Weiss reflectirt werden. Bei weiterem Wachsen der Dicke wird man erhalten: Blau, Weiss, gelblich Weiss; darauf: Blau, Weiss, Orange u. s. w. Es werden also immer neue Farben zu den früheren hinzukommen, ohne dass diese deshalb fortfallen, und die Mischung aller kann nur dem ursprünglichen Blau ein mehr oder weniger reines Weiss hinzufügen, wodurch jenes zuerst ein milchiges Ansehen gewinnt, und allmälig ganz in Weiss übergehen kann. Hiermit übereinstimmend erscheint nun der Himmel am Horizont meist etwas weisslich, weil das Auge, welches dorthin gerichtet ist, nahe an der Erdoberfläche entlang sehen muss, wo doch, wenigstens an einzelnen feuchten Stellen, wahrscheinlich dickere Bläschen vorkommen, als in der Höhe. Dieses Weiss nimmt, wenn sich die Luft trübt, an Ausdehnung zu, und das ganze Aussehen des Himmels wird matter.

Das von den feinen Bläschen durchgelassene, dem re-

[1]) s. Clausius a. a. O.

ctirten complementäre, Licht bezeichnet Clausius als orange [1]). ese Färbung ist aber wegen der grösseren Menge des beigemisch- n weissen Lichtes sehr schwach, namentlich wenn das weisse Licht nkrecht einfällt. Bei schrägem Einfall nimmt die orangene Fär- ng zu, jedoch sehr langsam, so dass erst bei sehr schrägem Ein- l eine starke Färbung eintreten kann. Es ergibt sich dies aus n Formeln für die Intensitäten des ganzen von einem Plättchen rchgelassenen und reflectirten Lichtes [2]). Da nun bei einem nstbläschen alle möglichen Einfallswinkel vorkommen, aber zu n grössten und kleinsten Winkeln verhältnissmässig nur geringe chtmengen gehören, so werden besonders die mittleren Winkel n Belang sein, die sich darin den kleinen anschliessen, dass sie r eine sehr schwache Färbung hervorbringen, daher denn auch s ganze von einem Bläschen hindurchgelassene Licht nur wenig färbt sein wird. Aus diesem Grunde erscheint uns die Sonne, nn sie hoch am Himmel steht, und ihre Strahlen also die Atmo- häre auf kurzem Wege durchlaufen, weiss, zumal da wir kein ab- lut weisses Licht zur Vergleichung daneben haben. Ist sie dage- n zum Horizont herabgekommen, so gewinnt die Orangenfarbe bedeutendes Uebergewicht, indem nun die Strahlen auf ihrem iten Wege sehr viele Dunstbläschen zu durchdringen haben. ss endlich beim Sonnenuntergange nicht blos die Sonnenscheibe, ıdern auch ein grosser Theil des Horizontes und selbst höher webende Wolken orangenfarbig erscheinen, erklärt sich ebenfalls ht, ohne anzunehmen, dass diese Farben erst durch Reflexion vorgebracht würden. Wie nämlich jeder Gegenstand, der bei isser Beleuchtung weiss ist, bei orangener Beleuchtung orange cheinen muss, so ist es auch, bemerkt Clausius, bei den Wol- ı und in gewissem Grade beim Horizont, der am Tage weisslich sieht [3]).

---

[1]) s. Clausius a. c O.

[2]) Die Farbe der Morgen- und Abendröthe ist freilich, wie Brücke (Sitzber. der Akad. d. Wissens. in Wien Bd. IX. S. 544) hervorgehoben, nicht Compliment der Himmelsbläue, das viel mehr Roth als dieses enthält; doch sich daraus die Unrichtigkeit der Ansicht, dass die Farben des Himmels von stbläschen bewirkt werden, noch nicht entnehmen.

[3]) Brücke stimmt der von Clausius gegebenen Entwickelung nur insofern als sie die Meinung Newton's in sich birgt, nach welcher die Farben der Atmosphäre auf dieselbe Weise entstehen, wie die Farben des nach ihm benannten

285. Der Ansicht, dass die Morgen- und Abendröthe nicht durch die Luft selbst, sondern durch die ihr beigesellte Feuchtigkeit

---

Ringsystems, und als solche durch die trübenden Elemente der Atmosphäre hervorgebracht werden, wie denn auch Leonardo da Vinci die Himmelsbläue davon ableitete, dass sich zwischen uns und dem dunklen Weltraum ein trübes, an sich farbloses, beleuchtetes Medium befinde. Auf Grund seiner Untersuchungen über die Farben trüber Medien im auffallenden und durchfallenden Lichte spricht sich Brücke (Sitzungsber. der Akad. in Wien, Bd. IX. S. 530; 548) dahin aus, dass man aus den optischen Eigenschaften der Atmosphäre in Rücksicht auf die Theilchen, von welchen die Himmelsbläue und die Morgen- und Abendröthe herrühren, vor der Hand keinen andern Schluss machen könne, als dass sie sehr klein und im Allgemeinen mit einer gewissen Gleichförmigkeit in der Atmosphäre vertheilt seien, wenn auch die oberen Schichten davon viel weniger als die unteren enthalten möchten.

Ein an sich farbloses trübes Medium (farblos insofern, als keines der zusammensetzenden Medien als solches auf Strahlen von verschiedener Wellenlänge eine verschiedene Absorption ausübt) erscheint vor einem dunkeln Grunde im auffallenden Lichte betrachtet blau oder bläulich grau, im durchfallenden Lichte bräunlich, gelb, orange, oder roth; d. h. das Medium reflectirt vorherrschend Strahlen von kurzer Schwingungsdauer (sog. blaue etc.), und lässt vorherrschend Strahlen von langer Schwingungsdauer (sog. rothe etc.) hindurch. Auf folgende Weise kann man sich nach Brücke leicht die in Rede stehenden Erscheinungen veranschaulichen. Man nimmt nämlich eine Lösung von einem Gramm des feinsten und möglichst farblosen Mastix in 87 Grammen Weingeist, und tröpfelt dieselbe in Wasser, das durch stetes Umschütteln in heftige Bewegung versetzt wird. Es entsteht dann eine trübe Flüssigkeit, mittelst deren man die blauen Farbentöne am besten sieht, wenn man dieselbe in eine schwarze Schale giesst; um die gelben und rothen zu untersuchen, füllt man sie in eine Flasche mit parallelen Wänden, durch welche man nach hell beleuchteten weissen Gegenständen, nach der Sonne selbst oder nach einer Flamme sieht. In dieser Flüssigkeit, in der man, wie Brücke sagt, die trübenden Elemente doch schwerlich für Bläschen halten kann, stehen Lichtreflexion und Zerstreuung in keinem wesentlich andern Verhältnisse zueinander als in der Atmosphäre. Sieht man durch eine Schicht hindurch, welche im auffallenden Lichte himmelblau erscheint, so erblickt man alle beleuchteten Gegenstände vollkommen deutlich und scharf begrenzt, nur schwach gelblich gefärbt. Macht man die Schicht immer dicker oder das Medium durch Hinzufügen von mehr Mastixlösung trüber, so erscheint eine Flamme, durch dasselbe betrachtet, immer röther und verliert immer mehr an ihrer Lichtintensität, aber sie erscheint noch immer vollkommen scharf begrenzt, so dass man sehr deutlich wahrnehmen kann, wie zuletzt die lichtärmeren Theile der Flamme ganz verschwinden und nur diejenigen noch sichtbar bleiben, welche rothe und orangefarbene Strahlen in grösserer Menge enthalten. Dass dieses Verhalten wesentlich an die Dimensionen der trübenden Theile gebunden ist, erkannte Brücke, als er sich mittelst Lösungen von demselben Mastix trübe Medien von verschiedenen Durchsichtigkeitsgraden verschaffte und dieselben mittelst des Mikroskopes untersuchte. Bei grösseren Dimensionen

lingt werde, huldigt auch Forbes [1]), der auf diese Ansicht zu-
hst durch eine zufällige (später öfter wiederholte) Wahrnehmung
einer aus dem Sicherheitsventile einer Locomotive hervorströ-
nden Dampfsäule hingelenkt wurde. Als er nämlich durch diese
le nach der Sonne sah, erschien die letztere sehr tief orange-
n gefärbt. Doch zeigte sich diese Farbe, wie spätere Wahrneh-
ngen lehrten, nur einige Fuss über dem Ventile, aus welchem
Dampf hervorkam; in grösserer Entfernung, wo der Dampf voll-
diger condensirt war, verschwand die Erscheinung gänzlich.
on bei mässiger Dicke war die Dampfwolke durchaus undurch-
glich für die Sonnenstrahlen, indem sie einen Schatten wie ein
er Körper warf. Bei geringer Dicke war sie zwar durchschei-
l, aber durchaus farblos. Hierauf gestützt glaubte Forbes die
ngefarbe einem intermediären Zustande oder einer besonderen
lichtungsstufe des Wasserdampfes zuschreiben zu dürfen. Im
kommenen Gaszustande ist der letztere ganz durchsichtig und
los, was wol keinem Zweifel unterliegt, in jenem Uebergangs-
: Zwischenzustande soll er aber bei durchgehendem Lichte eine
e bis intensiv rauchrothe Färbung bewirken, wogegen er voll-
dig zu Nebelbläschen condensirt bei geringer Dicke durchschei-
d und farblos, bei grösserer Dicke vollkommen undurchsichtig
Sonach verleihe denn der in der Atmosphäre enthaltene Was-

Theile ist der Unterschied, welchen die Farben im auffallenden und durchge-
nen Licht zeigen, bei weitem geringer; auch lassen sie die Gegenstände nicht
deutlich erkennen durch Schichten, von welchen weit weniger Licht reflectirt
, als von solchen der vorgedachten Flüssigkeit, durch welche alle Einzelnheiten
Gegenstände noch auf's Schärfste erkannt wurden.

Sind es nun die Lufttheilchen nicht selbst, sondern fremde der Luft beige-
te, an sich farblose und durchsichtige Theilchen, an welchen die Farben des
iels bewirkt werden, so kann man doch kaum an etwas anderes als an den
ergehalt der Atmosphäre denken. Unwillkürlich führt dann aber auch der Ge-
engang wieder auf die Vorstellung von Dunstbläschen hin, von denen noch am
n anzunehmen ist, dass sie auch bei ganz heiterer Witterung in der Atmo-
:e vorkommen; man müsste sich denn die Sache wie Henrici vorstellen (Pog-
. Ann. Bd. LXVI. S. 511), der da meint, dass sehr feine unsichtbare Wasser-
chen aus Nebel- oder Dunstbläschen entstehen könnten, indem deren Hüllen
i Verdampfung immer dünner würden, so dass sie endlich dem Drucke von
n nicht mehr widerstehen könnten und zerplatzten.

[1]) Transact. of the Roy. Edinb. soc. Vol. XIV. — Poggend. Ann. Bd. XLVII.
38; — Ergänzungsbd. I. S. 49.

serdampf als vollkommenes Gas der Luft ihre grösste Durchsichtigkeit, während er in jenem Uebergangszustande die gelben und rothen Strahlen durchlasse und daher die Erscheinung der Abendröthe hervorbringe. Es lässt sich jedoch fragen, ob das, was hier Forbes als eigenthümlichen Uebergangszustand annimmt, nicht mit der Existenz sehr feiner Dunstbläschen zusammenhängt oder darin begründet ist. In einer Dampfsäule, wie sie über dem geöffneten Ventile einer Locomotive sich erhebt, haben wir, von unten nach oben gerechnet, gewiss eine grosse Mannigfaltigkeit zu erwarten: in Hinsicht auf die Menge des noch nicht condensirten gasförmigen Wasserdampfes sowohl als auf die Menge und Feinheit der bereits entstandenen Dunstbläschen, sowie auch in Rücksicht beigemengter solider Wassertröpfchen. Gewiss hat man auch in einer gewissen Entfernung von dem Ventile feinere Dunstbläschen zu erwarten, als in grösserer Entfernung davon, wo der Dampf vollständiger condensirt ist; daher es vielleicht doch nur Dampfbläschen von einer gewissen Feinheit sind, welche jene Orangefarbe bedingen. Andrerseits müssen wir zugeben, dass der Uebergang des Dampfes aus dem vollkommenen Gaszustande in den tropfbarflüssigen Aggregatzustand (zunächst in der Form von Dunstbläschen) nicht urplötzlich vollzogen wird. Man könnte nun etwa den von Forbes angenommenen Uebergangszustand auf den Bewegungszustand beziehen, welcher dem Zusammentreten der kleinsten Massentheilchen des Dampfes zu den Wassermoleculen in den Dunstbläschen vorausgehen muss, so dass es vielleicht dieser Zustand ist, der die besagte Färbung bei durchfallendem weissem Lichte mit sich führt.

286. In Wirklichkeit variirt die Erscheinung der Morgen- und Abendröthe je nach dem Zustande der Atmosphäre; nicht selten sieht man, während die Sonne untergeht, alle Nüancen zwischen Gelb und Tiefroth hervortreten, was natürlich mit dem veränderlichen Wege der Sonnenstrahlen zu unserm Auge und mit der Anzahl und Beschaffenheit der Dunstbläschen, die sie auf ihrem Wege treffen, im nächsten Zusammenhange stehen wird.

Wenn die Sonne bis zum westlichen Horizont hinabgesunken ist, sieht man auch auf der entgegengestetzten Seite im Osten eine röthliche, mitunter ins Feuerrothe gehende Färbung, die ihren höchsten Glanzpunkt in dem Augenblicke erreicht, wo die Sonne unter dem Horizonte verschwindet. Auch diese Färbung, welche von den letzten Strahlen der untergehenden Sonne herrührt, ist

h dem Zustande der Atmosphäre veränderlich. Indem nun die ne tiefer unter den Horizont sinkt, bemerkt man am östlichen mel ein dunkles, durch reflectirtes Licht bläulich gefärbtes ment, über welches sich ein leuchtender, in jene röthliche Farerscheinung auslaufender, Bogen erhebt. Dieses dunkle Segment, en oberster Punkt der Sonne gerade gegenüberliegt, nennt [1]) das Segment der Gegendämmerung oder schlechthin die gendämmerung, und ist eine Folge des Erdschattens, dessen ze durch dasselbe bezeichnet wird. Mit dem tieferen Hinaben der Sonne unter den westlichen Horizont löst sich der far- Lichtbogen von dem bläulichen Segment, welches bald graulich , und erhebt sich immer schwächer werdend bis gegen das th.

Auf eine Beziehung zwischen der Beschaffenheit der Morgen- Abendröthe und dem sonstigen Ansehen des Himmels hat tz [2]) hingewiesen. Ist die Luft mit vielen zerstreuten Nebelchen angefüllt und hatte der Himmel am Tage ein weissliches hen, so erscheint das Roth mehr oder weniger matt und häufig grauen Streifen vermischt, zuweilen von satter carmoisinrother e. Dagegen ist die Abendröthe nach solchen Tagen, wo der mel dunkelblau war, stark ins Gelbliche spielend. Befinden in der Atmosphäre leichte Wolken von der Cumulusform, beers lockere Cirrocumuli, so erscheinen diese häufig sehr schön gefärbt.

Zeigen sich solche isolirte, satt rothgefärbte Wolken, so bett man zuweilen an dem Himmel eine mehr oder weniger grase Färbung. Wahrscheinlich ist diese Erscheinung, die man über stark gerötheten Gletschern und Eisfeldern bemerkt hat [3]), ctiver Natur und, wie auch Kämtz und Bergmann vermuthen, h den Contrast mit den benachbarten rothen Wolken hervorfen. Die purpurfarbenen und violetten Farbentöne mögen wohl h die Vermischung des reflectirten blauen Lichtes mit dem bgelassenen rothen entstehen.

287. Beiläufig wollen wir hier auch eines Phänomens geen, welches man in der Schweiz öfter wahrnimmt, und das

---

[1]) s. Mairan, de l'Aurore boréale ed. II. p. 79.

[2]) Meteorol. III.

[3]) Ross, Entdeckungsreise. S. 79.

Glühen der Alpen nennt. Dasselbe zeigt sich, nach Kämtz, besonders dann sehr schön, wenn am westlichen Himmel lockere Cumuli oder Cirrocumuli stehen; die nackten Felsen haben dann ganz das Ansehen rothglühender Eisenmassen. So hat es Kämtz häufig gesehen, vornehmlich schön aber am 4. August 1832, wo er sich zwischen Villeneuve und Bex befand und wo alle vor ihm liegenden Walliser Berge hohen Feuerpyramiden glichen. Kurze Zeit nach dem Untergange der Sonne erscheinen die Berggipfel geröthet; diese Röthung wird dunkler und dunkler, bis sie, wenn die Bergspitzen in den Erdschatten kommen, gänzlich verschwindet. Die Gletscher zeigen sich dann mit einer graublauen Farbe. Zuweilen geschieht es, dass sich nach einiger Zeit eine zweite Röthung zeigt, die aber nicht so intensiv ist und nicht so lange dauert, als die erste. Diese zweite Färbung wird wahrscheinlich durch eine Reflexion der Lichtstrahlen von Seiten der Atmosphäre bewirkt.

In anderer Weise wird das Phänomen, namentlich die zweite rothe Färbung, von Necker de Saussure [1]) aufgefasst, der sich dabei besonders auf den Gegensatz stützt, welcher zwischen der Beleuchtung des Berges und der Färbung des Himmels besteht, auf welchen sich der Berg projicirt. In dem Augenblicke, wo der Berg sich zu verdunkeln scheint, färbt die Röthe der Gegendämmerung den Himmel und der Berg projicirt sich auf einem lichten Grunde; sobald aber das dunkle Segment der Gegendämmerung über dem Horizonte sich erhebt, verdunkelt sich der Himmel, und der Berg, der sich nun auf einem dunkeln Hintergrunde projicirt, erscheint in neuem Glanze. Indessen haben neuere von R. Wolf in Bern angestellte Beobachtungen es doch auch wahrscheinlich gemacht, dass die zweite Röthung durch von der Atmosphäre reflectirte rothe Strahlen bewirkt wird. Wolf [2]) entnimmt aus seinen Beobachtungen, dass sich bei jedem normalen Verlaufe des Alpenglühens folgende Momente unterscheiden lassen:

1) Wenn die Zenithdistanz der Sonne etwa 85° geworden ist, so ist der Weg der Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre hinreichend angewachsen, um dem freien Auge den Ueberschuss des durchgelassenen rothen Lichtes wahrnehmbar zu machen; — die Berge beginnen sich leicht zu röthen.

[1]) s. Ann. de phys. et de chim. T. LXX. p. 112.

[2]) Mittheilungen der Naturf. Gesellsch. in Bern. 1852. S. 49; Poggend. Ann. Bd. XC. S. 332.

st die Zenithdistanz etwa 88° geworden, so werden die ünde blau-violett, während die Alpen zu glühen beginnen. hen nimmt zu, bis die Zenithdistanz etwa 91° geworden is nach dem scheinbaren (durch die Refraction verspäte- gange am freien Horizonte.

lun zieht sich das Glühen rasch auf die höchsten Spitzen zurück, und wenn die Zenithdistanz etwa 92° geworden d auch diese erloschen, während sich die Gegendämme- ts von den niedrigeren Alpen abgelöst hat.

Vie sich die Gegendämmerung auch von den Hochalpen st, etwa bei $93^1/_2{}^0$ Zenithdistanz der Sonne, ist das an- rauweiss der Schneefelder und Gletscher wieder in reines rgegangen.

och etwas später, etwa bei 94° Zenithdistanz, röthen nal die Alpen wieder ganz leicht, — manchmal jedoch n der Abendhimmel gehörig nachhilft, noch recht kräftig, nan gewissermaassen ein Nachglühen sieht. Dieses n ist wohl durch von der Atmosphäre reflectirte Strahlen n.

leichzeitig wie die Färbung des Abendhimmels intensiver nt diese zweite Färbung der Alpen wieder ab, und wenn e etwa bei 95° Zenithdistanz ihr Maximum erreicht hat, Alpen schon nahe in der eigentlichen Dämmerung ver-

dem eben erwähnten Nachglühen wohl zu unterscheiden heinbares zweites Glühen, das, wie Wolf bemerkt, ntstehen wird, wenn die Sonne zwischen 88° und 99° nz für einige Minuten hinter eine dichte Wolkenschicht wohl schon oft einen, der Aussicht nach West beraubten, irre geführt haben mag. Schliesslich macht Wolf noch nerksam, dass nicht nur der Zustand der Atmosphäre hen Horizonte, sondern namentlich auch die Gestaltung orizont begrenzenden Terrains von grossem Einflusse auf omene zu sein scheine.

. Mehrere optische Erscheinungen, welche die Atmo- bietet, sind ganz sicher durch die in derselben enthalte- e bedingt. Es gehören hierher jene lichten, nicht selten inge, welche mitunter den Mond oder die Sonne, und ich die grösseren Planeten und Fixsterne dem Anscheine

nach umgeben; — Erscheinungen, die insgemein unter dem Namen der Höfe bekannt sind. Die kleineren Höfe (oder Kränze) gewahrt man, wenn dünne Wolkenschleier (fedrige Schicht- oder Haufenwolken an dem Monde oder der Sonne vorbeiziehen. Die zunächst rings um die Sonne oder den Mond liegenden Theile der Wolke erscheinen dann weit lichter als der übrige Theil des bedeckten Himmels. Zuweilen sieht man auch zwei lichte Kreisflächen, von denen die innere lebhafter leuchtet, als die äussere. Der Kranz erscheint dann als ein doppelter. Tritt die Erscheinung mit den Farben des Regenbogens auf, so zeigt sich das Roth auf der Aussenseite. Der Durchmesser dieser Höfe, welche mit dem leuchtenden Körper, um den sie zu Tage treten, scheinbar zusammenhängen, ist bald grösser, meist 2^0 bis 5^0, sehr selten über 10^0. Man sieht dieselben häufiger an dem Monde, als an der Sonne, weil das Auge von letzterer zu sehr geblendet wird. Häufiger gewahrt man sie aber auch an der Sonne, wenn man diese im reflectirten Lichte beobachtet. Dazu kann man, nach Newton, das Sonnenbild benutzen, welches von der ruhigen Wasserfläche in einem Gefässe reflectirt wird, oder noch besser, wie es von Kämtz [1]) geschehen, mittelst eines auf der Rückseite geschwärzten Glasspiegels das Sonnenbild in's Auge fassen. — Newton unterschied bei diesen Höfen drei Reihen von Ringen; zunächst an der Sonne lag ein mattes Blau, worauf Weiss und späterhin Roth folgte; in der zweiten Reihe kam zuerst Purpur, dann Blau, Grün und zuletzt blasses Gelb und Roth: in der dritten Reihe befand sich innen blasses Blau und aussen mattes Roth.

Eine solchen Höfen ganz ähnliche Erscheinung bemerkt man, wenn man eine reine Glasscheibe leicht anhaucht und dann durch dieselbe nach einem entfernten Lichte (oder auch nach dem Monde) sieht. Das Licht erscheint von einem Hofe umgeben, der um so grösser und lebhafter ist, je feiner die dem Glase anhaftenden Dunstbläschen sind. Im Wesentlichen dieselbe Erscheinung gewahrt man, wenn man durch eine Glasplatte, die mit Bärlappsamen bestreut und mit einer anderen Glasplatte bedeckt ist, nach einem leuchtenden Körper hinsieht. Ausserdem ist bekannt, dass man in einem mit Wasserdünsten erfüllten Zimmer um eine Lichtflamme einen jenen Höfen ganz analogen farbigen Schimmer wahrnimmt.

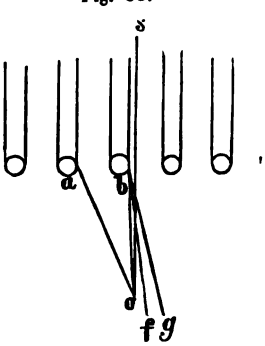
---

[1]) Meteorol. III. S. 92.

Ohne Zweifel gehört nun das in Rede stehende Phänomen zu bekannten Interferenzerscheinungen des Lichtes, und zwar zu Falle der sog. Beugung (oder Inflexion), der hervortritt, wenn durch eine hinreichend feine Oeffnung oder an den Rändern hiedener Objecte vorüber geht. Hierbei entstehen Lichtwellenme, die sich von der Oeffnung (oder den Rändern) aus auch ch verbreiten und durch ihr Zusammenwirken in Rücksicht der hiedenartigen im weissen Lichte enthaltenen Strahlen zu einer e gesonderter Farbenerscheinungen Anlass geben. Jene Höfe eben, indem die Lichtstrahlen an den Rändern der in der Atphäre schwebenden Dunstbläschen vorübergehen. Die Beugung Lichtes geschieht hier, wie Frauenhofer [1]) zeigte, ebenso, als ı dasselbe durch eine Oeffnung geht, welche mit den Bläschen hen Durchmesser hat. Bringt man vor das Objectiv eines Fernes sehr viele, gleich grosse Glaskügelchen, und lässt man auf durch eine runde Oeffnung Lichtstrahlen fallen, so sieht man esichtsfelde des Fernrohres Farbenringe, welche mit jenen Höfen tändige Aehnlichkeit haben. Je kleiner die Glaskügelchen sind, grösser erscheinen die Ringe, und daher wird auch der Durcher der Höfe um so grösser sein, je kleiner die Dunstbläschen sind.

In nebenstehender Figur sollen die Kreise eine Reihe Dunstlchen vorstellen, auf welche von der Sonne oder dem Monde te parallele Strahlen auffallen. An dem Rande jedes einzelnen lchens findet eine Beugung des Lichtes so dass von demselben Strahlen unter hiedenen Winkeln ausfahren. Wenn beispielsweise das vom Kügelchen *b* ugte Licht sich so verbreitet, dass Strahlen, welche den ersten farbigen bilden, in das Auge *o* gelangen, so len die rothen des zweiten und dritten es das Auge verfehlen und den Weg *bg* einschlagen. Dagegen können vom lchen *a* die rothen des zweiten Ringes *o* gelangen. Auf ähnliche Weise geschieht es mit den Strahlen rer Farben. Sind nun die Dunstbläschen in der Atmosphäre allen Richtungen zerstreut, so sieht das Auge bei *o* Farben-

Fig. 33.



[1]) Schuhmacher's astronom. Abhandl. Altona 1825. III. S. 56.

ringe um S, wovon der erste rothe in einem Abstande boS, der zweite rothe in einem Abstande aoS vom leuchtenden Körper erscheint. Haben die Dunstkügelchen beinahe einerlei Grösse, so haben alle homogenen Farbenringe einerlei Durchmesser, sie fallen daher aufeinander und verstärken sich gegenseitig; haben sie aber verschiedene Grösse, so fallen die Ringe von verschiedener Farbe an denselben Ort, die Farben werden matter oder verschwinden ganz, so dass nur ein heller Ring um den leuchtenden Körper übrig bleibt. Sind die Dunstbläschen gross, so werden die Farbenringe (nach den bekannten Gesetzen der Lichtinterferenz) sehr klein, und können um grössere und heller leuchtende Gestirne nicht mehr gesehen werden, theils weil der grösseren Durchmesser wegen die Farben ineinanderfallen, theils weil ihr Licht in so grosser Nähe beim leuchtenden Körper verschwindet. In diesem Falle können aber noch um Fixsterne Höfe erscheinen.

289. Die grösseren Höfe um Sonne und Mond bestehen aus einer mehr oder minder grossen Anzahl von lichten Kreisen, deren Durchmesser von verschiedener Grösse (bis 45° und sogar 90°) ist. Mitunter stellt sich dieses Phänomen als ein sehr complicirtes dar. So zeigten sich z. B. bei einem von Kries in Gotha [1]) beobachteten Phänomene dieser Art 6 bis 8 theils vollständige Kreise, theils Bogen, einige in den glänzendsten Farben, andere in einem minder lebhaften Lichte, und 6 verschiedenen sog. Nebensonnen gleichfalls mit verschiedenem Glanze der Farben und des Lichtes. Nach Brandes [2]) lassen sich überhaupt drei verschiedene Arten von Kreisen unterscheiden. Die einen gehen durch die Sonne, die andern haben dieselben zum Centrum und sind mitunter auf ihrer inneren Seite roth gefärbt, die dritten endlich sind unvollkommene Kreise, welche die zweiten von aussen berühren. Man sieht diese Erscheinung am häufigsten in nördlichen Gegenden und während der kälteren Jahreszeiten. Dieselbe findet ihren Ursprung in kleinen in der Atmosphäre schwebenden Eiskrystallen. Wenn prismatische Eisnadeln bei vertikaler Stellung ihrer Axen in der Luft herabsinken, so entstehen durch Reflexion der Sonnenstrahlen an den Seitenflächen dieser Prismen Sonnenbilder, die zusammen einen weissen Kreis bilden, dessen Breite dem scheinbaren Durchmesser der Sonne gleich kommt,

---

[1]) v. Zach, Correspond astron. T. X. p. 533.

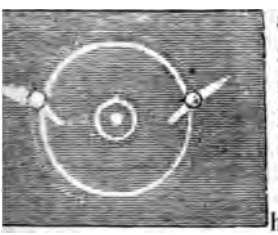
[2]) Gehler's physik. Wörterb. N. A. Bd. V. S. 444.

der mit dem Horizont parallel um den ganzen Himmel gehen
ı. Auf diese Weise entsteht der öfter gesehene, durch die
ne gehende weisse Horizontalkreis. Ein ähnlicher vertikaler
ı durch gleichzeitig vorhandene kürzere Eisprismen, deren Grund-
ıen während des Herabsinkens vertikal stehen, gebildet werden.
Stück dieses vertikalen Kreises erscheint bei niedrigem Stande
Sonne oft über derselben in der Gestalt einer Säule. Bei Ge-
wart beider Kreise, sowohl des vertikalen als horizontalen, be-
kt man ein Kreuz. Nach Bravais entstehen die vertikalen Säu-
über der Sonne (bei ihrem Aufgange) aus der äusseren Refle-
ı der Lichtstrahlen an der unteren Grundfläche, oder aus einer
eren an der oberen Grundfläche von Eisprismen mit senkrech-
Axe.

Die farbigen Kreise oder Ringe, welche die Sonne oder den
nd zu ihrem Centrum haben, erklärte Fraunhofer [1]) aus einer
echung der Lichtstrahlen in sechs- oder dreiseitigen Eisprismen,
en brechender Winkel 60° beträgt. Namentlich gilt dies für
ı Ring, dessen Halbmesser ungefähr 22° beträgt. Ein zweiter
ner gesehener Ring von doppelt so grossem Halbmesser soll
ch eine Brechung der Lichtstrahlen in sechsseitigen mit einer
amidalen Zuspitzung versehenen Prismen entstehen.

Die sog. Nebensonnen und Nebenmonde erscheinen gewöhn-
ı in dem Durchschnitte des oben charakterisirten weissen Hori-
talkreises (Nebensonnenkreises) mit dem inneren farbigen Ringe,
dessen Farben sie zeigen. Dieselben sind auch öfter noch mit einem langen, glänzenden Schweife versehen, dessen Richtung mit dem durch die Sonne gehenden Horizontalkreise zusammenfällt. Diese Erscheinungen, deren man zuweilen eine grössere Anzahl (5—7) zugleich gesehen hat, darf man nicht ohne Weiteres als s Resultat der vereinigten Wirkung zweier oder mehrerer Lichtseise betrachten, sondern müssen wol aus der Brechung der Lichtrahlen in vertikal oder nahe vertikal schwebenden Eisprismen ableitet werden. Auch trifft ihr Ort nicht immer mit dem Durchschnittspunkte des Horizontalkreises und des ersten Ringes zusammen.

Fig. 84.



[1]) s. c. O.; s. auch Galle: Poggend. Ann. Bd. XLIX. S. 1.

Die Nebensonnen fallen, nach Venturi, um so mehr ausserhalb des Ringes, je höher die Sonne steigt; wobei der Umstand zu berücksichtigen ist, dass die Brechung in den vertikal schwebenden Prismen nicht genau in einer gegen die Kanten senkrechten Ebene erfolgen wird. Bei niedrigem Stande der Sonne liegen die Ränder der vertikal schwebenden Prismen fast senkrecht auf der durch die Sonne, das Auge und das Prisma gehenden Ebene. In diesem Falle entsteht die Nebensonne auf dem inneren Ringe. Nach Bravais [1]) sind die auf dem Nebensonnenkreise in verschiedenem Abstande von der Sonne liegenden Nebensonnen aus sternförmigen Sechs- oder Zwölfecken (von verschiedener Art) abzuleiten. — Zu bemerken ist noch, dass die Nebensonnen auch öfter ohne die Ringe oder auch umgekehrt diese ohne jene sichtbar sind.

Die Erscheinung der grösseren Höfe gehört eben nicht zu den seltenen. Nach Kämtz [2]) sind für unsere Klimate auf das Jahr durchschnittlich 60 Höfe zu rechnen. Fritsch [3]) berichtet, dass sich in Prag (nach sechsjährigen Beobachtungen) im Durchschnitte jährlich 45,4 Höfe um die Sonne, 8,7 Höfe um den Mond, 1,6 kleinere Höfe (Kränze) um die Sonne, 23,6 Kränze um den Mond, und 19,2 Nebensonnen zeigen. Nach demselben beobachtet man um die Sonne die meisten Höfe im Mai, die wenigsten im December; um den Mond die meisten im November, die wenigsten im Juli; die meisten Nebensonnen im Mai, die wenigsten im October und November.

Im Hinblick auf die Entstehungsweise der Höfe ist auch zu erwarten, dass die erforderlichen atmosphärischen Bedingungen mitunter weithin gleichzeitig verbreitet sind. Ein Beispiel hierfür gewähren die am 21. März 1853 und an den folgenden Tagen an verschiedenen Orten beobachteten Höfe [4]). Einen grossen Hof, der am 23. März desselb. J. zu Münster kurz nach Mittag um die Sonne gesehen wurde, hat E. Heis näher beschrieben. Diese Erscheinung war mit zwei Nebensonnen verknüpft, die ein intensiv weisses, nicht

---

[1]) Derselbe hat über die optischen Erscheinungen, welche durch die in der Atmosphäre schwebenden Eistheilchen bedingt sind, umfassendere theoretische Untersuchungen angestellt und dieselben auch zum Theil experimental zur Darstellung gebracht (s. Poggend. Ann. Bd. LXXII. b. (Ergänzungsbd.) S. 500.

[2]) Meteorol. III. S. 115.

[3]) Berichte d. k. k. Akad. zu Wien. Bd. IX. S. 551.

[4]) Jahn's Unterhaltungen etc. 7. Jahrg. 1853. S. 117; 128 u. 144.

blendendes Licht hatten und nur während einer kurzen Zeit gefärbt waren. Dieselben zeigten keine völlige Rundung, wohl aber entgegengesetzt von der Sonne horizontal sich erstreckende zugespitzte Schweife. Um 1 Uhr, wo der Himmel sich mit dichteren Wolken bedeckte, verschwand die Erscheinung. Ein um 6 Uhr fallender Schnee war nicht, wie gewöhnlich, sternförmig krystallisirt, sondern körnig. Bei genauerer Untersuchung mittelst einer Loupe fand ich unter diesen Körnern eine Menge meist miteinander verbundener, aber auch getrennter glänzender, nadelförmiger Krystalle.

Die Erscheinung der grossen Höfe ist nicht auf die gemässigte und kalte Zone beschränkt, obwohl sie daselbst bei weitem am häufigsten auftritt; man hat dieselbe auch zwischen den Wendekreisen wahrgenommen [1]), wie sie denn auch bei uns zuweilen im Sommer vorkommt, was freilich nicht befremden kann, da zu dieser Zeit sowohl in Folge eines sehr lebhaft aufsteigenden vertikalen Luftstromes als auch durch den in der Höhe fliessenden Aequatorialstrom Eiskrystalle in den oberen Schichten der Atmosphäre entstehen können. Die Cirri (Federwolken) bestehen ja, wie wir wissen S. 303), aus feinen Eiskrystallen, die freilich während ihres Herabsinkens in den wärmeren Regionen der Atmosphäre meist schmelzen oder verdunsten, und daher im Sommer die Erdoberfläche nicht erreichen werden.

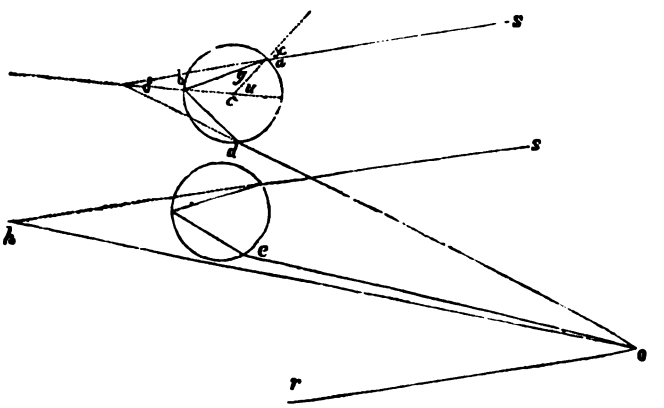
290. Die wohlbekannte schöne Erscheinung des Regenbogens wird herbeigeführt durch eine Brechung und Reflexion des Lichtes in soliden Wassertröpfchen. Man gewahrt dieselbe, wenn man mit dem Rücken gegen die Sonne gewendet eine sich in Regen auflösende und von der Sonne beleuchtete Wolke betrachtet. Der in die Atmosphäre sich erhebende Bogen lässt sich füglich als ein Theil von der Grundfläche eines Kegels ansehen, dessen Spitze sich im Auge des Beobachters befindet, und dessen rückwärts verlängerte Axe durch die Mitte der Sonne geht. Tritt die Erscheinung vollständig hervor, so sieht man noch einen zweiten äusseren Bogen, welcher den ersteren umschliesst und mit ihm concentrisch ist. Man nennt diesen zweiten Bogen den Nebenregenbogen, jenen inneren hingegen den Hauptregenbogen. Beide Bogen zeigen die Farben des prismatischen Sonnenspectrums; bei dem Hauptregen-

[1]) v. Humboldt, Voyage T. XI. p. 125.

bogen liegt die rothe Farbe am äusseren, die violette am inneren Rande; dazwischen finden sich die übrigen Farben in der Ordnung wie beim prismatischen Sonnenbilde, nur weniger scharf begrenzt als bei diesem. In dem (äusseren) Nebenregenbogen erscheinen die prismatischen Farben, im Vergleich zu jenem Bogen, lichtschwächer und in umgekehrter Ordnung, indem Violett nach aussen, Roth nach innen liegt. Mitunter sieht man auch nur Bruchstücke des gewöhnlichen Regenbogens, die hie und da unter dem Namen der Regengallen bekannt sind.

Das besondere Hervortreten der prismatischen Farben ist nun bei dieser Erscheinung eben die Folge der Brechung des Sonnenlichtes in den Regentropfen. Auf einen kugelförmigen Regentropfen falle ein Sonnenstrahl *sa*; dann wird derselbe nach *ab* gebrochen

Fig. 85.



werden, und bei *b* theils eine neue Brechung, theils eine neue Reflexion nach *d* hin erfahren, woselbst er nach einer abermaligen Brechung den Tropfen verlassen und in der Richtung *do* fortgehen wird. Eben so wird es einem zweiten mit *sa* parallelen Strahle ergehen. Dabei kann es aber geschehen, dass die parallel auf den Tropfen fallenden Strahlen nach ihrem Austritt aus demselben dergestalt divergiren, dass sie auf das Auge eines Beobachters keinen merklichen Eindruck hervorbringen können. Indessen kann der Punkt *a* auch so gelegen sein, dass alle daselbst untereinander parallel auffallende Strahlen in der Art gebrochen werden, dass sie den Tropfen nahezu in parallelen Richtungen verlassen und daher auch einen wirksamen Eindruck auf das Auge des betreffenden Beob-

ers machen. Solche wirksame Strahlen bedingen nun auch lich die Erscheinung des Regenbogens.

Für den Strahl *sa* (Fig. 35) ist der verlängerte Radius *ca* des pfens das Einfallsloth, x der Einfalls- und y der Brechungswinkel. a einem bekannten Gesetze ist aber $\sin x = n \sin y$, wenn n Brechungsexponenten für den Uebergang des Lichtes aus Luft Wasser bezeichnet. Ferner bildet der einfallende Strahl *sa* mit austretenden Strahle *do*, wenn man sich beide bis zu ihrem chschnittspunkte verlängert denkt, den sog. Ablenkungswinkel δ, mit dem Einfalls- und Brechungswinkel in einer bestimmten ation steht. Es ist nämlich $\angle u = y + y$ und auch $= \frac{1}{2}\delta + x$, lich $2y = \frac{1}{2}\delta + x$ und $\delta = 4y - 2x$.

Die Grösse des Ablenkungswinkel δ ändert sich für einen bemten Farbestrahl natürlich mit dem Werthe des Einfallwinkels Gibt man nun dem letzteren allmälig alle Werthe von 0° bis) und bestimmt die zugehörigen Werthe von y und δ, so wird bei einer gewissen Grösse von x für δ ein Werth finden, der eine kleine Aenderung des ersteren sich am wenigsten ändert, gestalt also, dass für jeden andern Einfallswinkel mit einer klei- Aenderung desselben eine grössere Zu- oder Abnahme von δ bunden sein wird. D. h. δ ist bei jenem Einfallswinkel ein Maxim, und die Divergenz der aus dem Tropfen tretenden Strahlen dabei am geringsten, oder ihr Parallelismus am grössten [1]). Für

---

[1]) Das Differential von $\delta = 4y - 2x$ ist $d\delta = 4dy - 2dx$. Im Falle des imum ist aber $d\delta = 0$, also $dy = \frac{1}{2}dx$. Ausserdem hat man $\sin x = n \sin y$, on das Differential $\cos x dx = n \cos y dy$ oder $\cos x dx = n \cos y \frac{1}{2}dx$, d. h. $\cos x = n \cos y$.

Erhebt man diese Gleichung ins Quadrat und addirt zu ihr das Quadrat von $x = n \sin y$, so findet sich $\sin^2 x + 4 \cos^2 x = n^2$ $(\sin^2 y + \cos^2 y)$, nämlich $\sin^2 x + 4 \cos x^2 = n^2$, oder statt dessen auch $\sin^2 x + 4(1 - \sin^2 x) = n^2$, hieraus $4 - 3 \sin^2 x = n^2$, also $\sin^2 x = \frac{4 - n^2}{3}$.

Für den Werth von x, der sich aus der letztgewonnenen Formel berechnen t, wird mithin δ im Maximum sein, und Strahlen, welche unter diesem Winkel den Tropfen fallen, sind wirksame Strahlen, indem sie parallel aus dem Regenpfen hervortreten und ein dem Regenbogen zugehöriges kleines Sonnenbild erugen. Die vorstehende Betrachtung gilt für alle Tropfen, die in gleichem Winlabstande von der Linie liegen, welche durch den leuchtenden Punkt und das Auge s Beobachters gezogen ist, und das letztere sieht gewissermaassen eine Menge von nnenbildern in der Form eines glänzenden Kreises, der weiss erscheinen würde,

die rothen Strahlen beträgt der betreffende Einfallswinkel ungefähr $59^0\,23'$; der Brechungswinkel y ist dann $40^0\,12'$ und der Ablenkungswinkel $\delta = 40^0\,2'$, womit denn auch der scheinbare Halbmesser des rothen Bogens gegeben ist. Unter dem vorerwähnten Einfallswinkel werden also bei d rothe Strahlen miteinander parallel nach der Richtung do in das Auge o dringen. Ist aber sa ein weisses Lichtbündel, so werden die bei d austretenden Strahlen unten roth und oben violett sein, dergestalt, dass die stärker brechbaren Strahlen in diesem Falle über den Kopf des Beobachters hinweggehen. Dagegen können tiefer gelegene Tropfen die violetten Strahlen nach der Richtung eo ins Auge senden, während die diesen Tropfen zugehörigen rothen Strahlen unter dem Auge weggehen. Für die violetten Strahlen ist $x = 58^0\,40'$, $y = 39^0\,24'$ und $\delta = 40^0\,16'$ der scheinbare Halbmesser des violetten Bogens. Die zwischenliegenden Tropfen geben die übrigen Farbestrahlen mittlerer Brechbarkeit. Zieht man nun die Linie or parallel mit den einfallenden Sonnenstrahlen sa, und denkt man sich die ganze Figur um diese Linie gedreht, so entsteht eine Kegelfläche, die alle Regentropfen enthält, welche wirksame Farbestrahlen ins Auge senden. Alle Farben des Regenbogens befinden sich auf mehr oder minder weit geöffneten konischen Oberflächen, die alle zur gemeinschaftlichen Axe die Linie (or) haben, welche durch das Auge des Beobachters und verlängert durch die Mitte der Sonne geht. Die Kegelfläche des Violett ist die innerste, indem sie mit der Axe einen Winkel von $40^0\,16'$ macht, hingegen die des Roth die äusserste, indem sie mit der Axe einen Winkel von $42^0\,2'$ einschliesst. Die scheinbare Breite des Regenbogens ist durch den Winkel $doe = 42^0\,2' - 40^0\,16' = 1^0\,46'$ gegeben, wenn man die Sonne als einen leuchtenden Punkt betrachtet. Da dieselbe jedoch einen scheinbaren Durchmesser von $30'$ hat, so ist die scheinbare Breite des Regenbogens vielmehr $= 1^0\,46' + 30' = 2^0\,18'$. Jeder farbige Bogen sollte eigentlich eine dem scheinbaren Durchmesser der Sonne gleiche Breite haben; die einzelnen Farbenkreise greifen jedoch ineinander, so dass sich namentlich die mittleren Farben vermischen und nur die äussersten

---

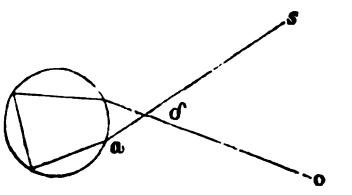
wenn nicht eine ungleiche Brechung der verschiedenen Farbestrahlen im Wassertropfen stattfände.

Der Brechungsexponent n ist im Falle des Ueberganges aus Luft in Wasser für die rothen Strahlen nahe $= \frac{4}{3} = 1{,}33$, für die violetten Strahlen $= 1{,}34$.

in bleiben. Der lichte Kreis des Regenbogens erfährt für
e eine Unterbrecung durch den Horizont *oh* (Fig. 35). Die
s sichtbaren Bogens ist durch den Winkel $doh = dor - roh$
t. Es ist aber $\angle dor = \delta = 42^0 2'$, während $\angle roh$ die
er Sonne über dem Horizont angibt. Man erkennt hieraus,
einer Ebene kein Regenbogen sichtbar sein wird, wenn die
2° über dem Horizont steht, indem dann die Spitze des Bo-
rade in den Horizont und er selbst unter denselben fällt.
sa, folglich auch *or* parallel mit dem Horizont, so erscheint
enbogen als Halbkreis. Einen grösseren Theil sieht man
n Bergen und man würde einen vollen Kreis sehen, wenn
42° unter den Horizont hinabreichte. Auch die Nähe der
lke ist in dieser Hinsicht von Bedeutung. — Es bedarf
um der Bemerkung, dass jeder Beobachter seinen eigenen
gen sieht und dass sich das Auge stets zwischen der Sonne
Mittelpunkte des Bogens befindet.

bisherige Betrachtung bezog sich auf den inneren oder
egenbogen. Der äussere Regenbogen wird durch Sonnen-
bewirkt, welche eine zwei-
rechung und eine zweima-
exion in den Regentropfen

Fig. 35.



In analoger Weise wie
en sich auch hier die wirk-
'arbestrahlen bestimmen [1]).
enkungswinkel δ, welchen
ein- und austretende Strahl mit einander machen, ist für
50°59′ und für Violett $= 54^0 9'$. Die scheinbare Breite des
enbogens beträgt also etwa $3^0 10'$, und der Raum zwischen
nd dem Hauptregenbogen $50^0 59' - 42^0 2' = 8^0 57'$.
Folge der Lichtschwächung, welche die wiederholte innere
mit sich bringt, erscheinen die Farben des Nebenregen-
veniger intensiv als die des Hauptregenbogens. Nach den-
esetzen könnte aber noch ein dritter und vierter äusserer
gen durch öftere innere Reflexion der Sonnenstrahlen in

---

[1]) Zur Ermittelung des den wirksamen Strahlen entsprechenden Einfall-
inkels hat man hier die Formel $\sin^2 x = \frac{9-n^2}{8}$, wo n wieder den Brechungs-
exponenten bedeutet.

Regentropfen entstehen; natürlich könnten diese Bogen nur sehr lichtschwach sein; doch hat man einen dritten Regenbogen mehrmals beobachtet.

Der Raum zwischen dem Haupt- und Nebenregenbogen sendet nur solches Licht in das Auge des Beobachters, welches von der äusseren Fläche der Tropfen reflectirt ist, während die übrigen an die Bogen grenzenden Räume auch von der Rückseite der Tropfen reflectirtes und zerstreutes Licht ins Auge senden; daher denn jener Raum dunkler erscheint.

291. Beobachtet man die Erscheinung des Regenbogens genauer, so wird man nicht selten finden, dass ausser den gewöhnlichen farbigen Bogen noch eine Reihe von anderen, secundären Bogen vorkommt, die concentrisch mit jenen, namentlich an der inneren Seite des Hauptregenbogens hervortreten. Diese secundären Bogen, die man auch überzählige (Supernumerar-) Bogen nennt, reichen indess nicht bis zum Horizont herab, sondern zeigen sich mit einigermaassen lebhaftem Glanze nur an der oberen Wölbung des gewöhnlichen Regenbogens. Man hat dieselben in verschiedener Anzahl beobachtet und namentlich häufig eine Reihe von grünen und rothen Farbensäumen bemerkt. Langewith [1]) sah einst ausser den Farben des primären Regenbogens vier überzählige Farbenreihen, in denen gleichfalls ein Wechsel von Grün und Purpurroth sehr bemerkbar war.

Diese überzähligen Bogen ergeben sich nicht sofort aus der oben angedeuteten Theorie, die wir zur Erklärung der Haupterscheinung des Regenbogens benutzt haben [2]). Doch lässt sich dieselbe im Sinne der Undulationstheorie des Lichtes dergestalt erweitern, dass sie auch zur Erklärung jener Bogen hinführt. Th. Young [3]) betrachtete die letzteren zuerst als ein Interferenzphänomen im Geiste der eben genannten Theorie. Weiter wurde dieser Gegenstand dann von Airy [4]) verfolgt, welcher den Regenbogen als eine

---

[1]) Philos. Transact. Vol. XXXII. p. 241.

[2]) Einen Versuch, die überzähligen Bogen in möglichst engem Anschlusse an die Newton'sche Theorie des Regenbogens abzuleiten, hat Grunert gemacht in seinen Beiträgen zur meteorologischen Optik. Leipz. 1848. S. 144 ff.

[3]) s. Gilbert's Ann. Bd. XXXIX. S. 272; u. Arago, Annuaire. 1836. oder Poggend. Ann. Bd. XXXVII. S. 455.

[4]) Transact. of the Cambridge Philos. Society. Vol. VI. p. 379; Poggend. Ann. ‚Ergänzungsbd. I. 1842. S. 232.

g. Brennlinie erkannte, die in Folge des Durchschneidens der in n Regentropfen gebrochenen und reflectirten Strahlen entsteht. ry bestimmte auf dem Wege der Rechnung und gestützt auf die incipien der Undulationstheorie die Intensität des Lichtes in der ihe einer solchen Brennlinie, oder die Orte des Maximums und Mimums der Helligkeit, je nach den Schwingungszuständen oder Phaunterschieden, in welchen die verschiedenen Elementarwellen an esen Orten zusammentreffen und sich entweder zu wirksamen ellen vereinigen oder sich gegenseitig stören und schwächen. Derlbe gelangte hierbei in Bezug auf die überzähligen Bogen zu Reltaten, welche zunächst durch Beobachtungeu von Miller [1]) bestät wurden.

292. Es ist ersichtlich, dass unter denselben Bedingungen, e die Strahlen der Sonne, so auch die des Mondes einen Regengen bewirken können. Wirklich hat man auch zuweilen Mondgenbogen wahrgenommen [2]), die jedoch meist nur lichtschwach, ch nicht immer farbig, sondern zuweilen nur als weissliche oder bliche Bogen erscheinen.

Gelegentlich sei hier erwähnt, dass man mitunter auch doppelte, h durchschneidende oder sogar umgekehrte Regenbogen bemerkt t [3]). Kommt nämlich auf die oben bezeichnete Weise ein Bogen in ier Regenwolke zu Stande, so kann es unter Umständen geschen, dass durch Reflex der Sonnenstrahlen von einer ruhig stehenn Wasserfläche ein zweiter, einem anderen Mittelpunkte angehöer, Regenbogen entsteht, der den ersten in einer gewissen Weise rchschneidet; oder es bewirkt wol auch das Spiegelbild der Sonne, s gewissermaassen die Stelle einer zweiten Sonne unter dem Hoont vertritt, allein einen Regenbogen, der nur bezüglich des gehnlichen Regenbogens eine andere Lage wie dieser hat.

Bemerkenswerth ist noch die Erscheinung eines weissen Renbogens, die man mehrfach gesehen hat. Derselbe ist ein weissher Kreisbogen, der sich zuweilen der Sonne gegenüber in einem

---

[1]) Philos. Mag. Ser. III. Vol. XVIII. p. 520, Poggend. Ann. Bd. LIII. S. 214; auch Galle ebenda Bd. LXIII. S. 342.

[2]) Gilb. Ann. Bd. XI. S. 480.; v. Lindenau, Astronom. Zeitschr. Bd. II. 349.

[3]) Gilb. Ann. Bd. LXII. S. 124; Poggend. Ann. Bd. IV. S. 111; Baumgartner's Zeitschr. etc. Bd. III. S. 201.

dicken Nebel darstellt und dessen Radius von 33° bis 40° variirt. Erreichen die Dimensionen des Bogens diese letztere Grenze, so kann man ihn für einen gewöhnlichen, nur schwachen Regenbogen halten und die Abwesenheit der Farben eben der Schwäche des Lichtes zuschreiben. Diese Erklärung erscheint jedoch nicht mehr als zureichend, wenn die Grösse des weissen Bogens mehrere Grade unterhalb der Grenze bleibt, welche die gewöhnliche Theorie des Regenbogens angibt. Wahrscheinlich sind es dann, wie Bravais [1]) auf dem Wege der Rechnung darzuthun suchte, hohle Wasserbläschen, welche die Entstehung des weissen Bogens bedingen. Jedes derartige Bläschen ist bekanntlich eine Hohlkugel von Wasser, und es kommt nun auf das Verhältniss des äusseren und inneren Halbmessers derselben an, wie die Erscheinung sich gestalten wird. Ist der äussere Radius hinlänglich gross geworden gegen den inneren, so wird der Tropfen geeignet, den wirksamen Strahlen, welche den gewöhnlichen Regenbogen erzeugen, den Durchgang zu verstatten; allein ehe er diese Grenze erreicht, muss er durch einen intermediären Zustand gehen, worin er den weissen Bogen veranlasst.

Dieser weisse Bogen ist im Ganzen eine seltene Erscheinung, weil er sich meist nur auf niedrigen Nebeln zeigt, kurz nach Sonnenaufgang, namentlich in den Monaten September und October. Auch hat man bemerkt, dass derselbe sich gewöhnlich auf einer von dem Beobachter wenig entfernten Wolke bildet, was nach Bravais daher zu rühren scheint, dass die Umstände, welche seine Bildung bedingen, ihrer Natur nach sehr zufällig und vorübergehend sind, dass sich dieselben nicht zugleich in der Gesammtheit einer sehr ausgedehnten Wolke verwirklichen, sondern nur in beschränkten Stücken derselben. Steht also der Beobachter in grosser Ferne, so wird ein weisser Bogen, der schwach und von geringer Amplitude ist, unbemerkt bleiben; wohingegen der Beobachter, wenn er näher ist, einen grossen Theil des Bogens sehen und dessen regelmässige Krümmung erkennen kann.

Bouguer [2]) sah auf dem Gipfel des Pichincha in Peru zur Zeit des Sonnenaufganges auf einer etwa 30 Schritte von ihm ent-

---

[1]) Ann. de Chim. et de Phys. Sér. III. T. XXI. p. 438; Poggend. Ann. Ergänzungsbd. II. (n. Bd. LXXII.) S. 562.

[2]) Mém. de l'Acad. Roy. 1744. p. 264. Aehnliches beobachtete Syles in Indien: Philos. Transact. 1835. p. 194.

fernten Wolke ausser einem weissen Bogen zugleich den Schatten seines Kopfes umgeben von irisirenden Ringen, an Farben analog den Mondhöfen (Kränzen). Diese Ringe begleiten häufig den weissen Regenbogen, aber nicht so umgekehrt; der weisse Bogen ist viel seltner als jene, die man auch öfter in den Polargegenden wahrgenommen hat, wenn das Meer bis zu einer gewissen Höhe von einer Nebelschicht bedeckt war, während sonst die Sonne hell am Himmel stand. Man sah dann von dem Mastkorbe des Schiffes aus einen oder mehrere Kreise auf dem Nebel entstehen, in deren Mitte der Schatten vom Kopfe des Beobachters lag. Diese Erscheinung erklärt sich nach Fraunhofer auf ganz analoge Weise wie die früher von uns betrachteten Kränze um Sonne und Mond. An den Dunstbläschen nämlich, welche den Kopf des Beobachters zunächst umgeben, werden die Lichtstrahlen gleichfalls gebeugt. Indem sie aber bei ihrem Durchgange durch andere Bläschen in derselben Richtung theilweise reflectirt werden, kommen sie in das Auge des Beobachters zurück, der daher um den Kopf seines Schattens einen Lichtkranz sehen muss, ebenso, wie er, der Sonne zugekehrt, unter den entsprechenden Umständen, einen solchen um dieselbe sehen würde.

293. Wir wenden uns zu einer Lichterscheinung, die zwar unserer Atmosphäre wohl noch wesentlich angehört, aber doch nicht zu den optischen Erscheinungen derselben im engeren Sinne gezählt werden kann, da sie sehr wahrscheinlich nicht irgendwie durch eine Reflexion und Brechung des Sonnenlichtes erzeugt wird, obschon man an einen derartigen Ursprung gedacht hat. Wir meinen nämlich das Polarlicht, jene polwärts gelegene Lichterscheinung, die, wenn sie nach dem Nordpole hin auftritt, Nordlicht, bezüglich des Südpoles hingegen Südlicht genannt wird.

Das Nordlicht erscheint bekanntlich am nördlichen Himmel zunächst am Horizont wie eine dunkle Wolke oder Nebelwand in der Gestalt eines kreisförmigen, vom Horizonte begrenzten Segments, welches von einem hellleuchtenden Lichtbogen umgeben ist, der aber später als das Segment entsteht. Aus diesem Lichtbogen schiessen mehr oder weniger rasch nacheinander Lichtstreifen von verschiedenen Farben hervor, welche letzteren bei hinreichender Intensität der Erscheinung lebhaft vom Violetten und Bläulich-Weissen bis in das Grüne und Purpurrothe spielen. Bald steigen die Lichtsäulen aus dem Bogen allein hervor, zuweilen untermengt mit schwarzen einem Rauche ähnlichen Strahlen; bald erheben sich die-

selben scheinbar an vielen entgegengesetzten Punkten des Horizontes zugleich und vereinigen sich in ein zuckendes Flammenmeer. Die Strahlen convergiren nach einem Punkte des Himmels, nach welchem das obere (Süd-) Ende der magnetischen Inclinationsnadel hinweist. Mitunter erreichen sie selbst das Zenith und gewähren hier den Anblick einer Art Strahlenkrone, mit deren Ausbildung das Phänomen zu Ende geht, indem nun die Strahlungen seltner, kürzer und farbloser werden. Die Erscheinung wird stets in der Richtung des magnetischen Meridians beobachtet und ist von mehr oder minder bedeutenden Schwankungen der Magnetnadel begleitet. Doch liegt einigen Messungen zufolge der höchste Punkt jenes Lichtbogens nicht ganz im magnetischen Meridiane, sondern um eine gewisse Anzahl von Graden abweichend nach der Seite, wohin die magnetische Declination des Ortes gerichtet ist.

Da das Nordlicht bald in grösserer, bald in geringerer Ausdehnung und Vollkommenheit auftritt, so bietet sich dasselbe auch in sehr verschiedenen Formen dar.

Nach Beobachtungen, welche v. Wrangel [1]) unter 69° bis 70° N. Br. an den Küsten des sibirischen Eismeeres machte, wird folgende Charakteristik gegeben. „Am nördlichen Horizonte, wenn er unbewölkt ist, zeigt sich ein heller und farbloser Streifen in Form ein Kreissegments, dessen horizontale Weite anfänglich nur 20°, später aber bis 80° und mehr einnimmt, und dessen scheinbare Höhe allmälig 1° bis 6° ausmacht. Das Licht dieses Segmentes ist ruhig und nicht so stark, als das des Vollmondes. Dann schiessen von Zeit zu Zeit aus dem Segmente, am häufigsten an der Ostseite desselben, unruhige und helle Strahlenbündel von unten nach oben und erhalten sich einige Zeit als bewegliche Säulen, welche sich, wie nach dem Winde, biegen und krümmen. Diese Bewegung ist ebenso merklich, als die der Wolken bei starkem Winde. Andere Säulen entstehen an dem Segmente, als wären sie von den ersten angezündet. So schwingt sich die ganze Säulenmenge nach einer gemeinschaftlichen Richtung hin und her; allmälig verschwinden sie, eine nach der anderen, nach zwei bis drei Minuten. Zuweilen erzeugen sich solche Säulen von stärkerem Lichte als das Segment in diesem selbst, deren einige nicht über dasselbe hervorragen, an-

[1]) Reise auf dem Eismeere in den Jahren 1821, 1822 u. 1823. Herausg. u. bearb. von Parrot. Berl. 1827. S. 55.

re aber sehr hoch heraufschiessen. Der Glanz aller dieser Säulen
t merklich stärker als der des Segments, aus welchem sie zu ent-
ehen scheinen. Nachdem dieses Entstehen und Verschwinden eine
hr unbestimmte Dauer gehabt hat, verschwinden die Säulen ganz,
nd dann auch das blässere Segment; wenn aber die Säulen sehr
ruhig gewesen sind, verschwindet oft die regelmässige Figur des
higen Scheins und es bilden sich unregelmässige krumm- und ge-
dlinige Lichtfiguren, bald zusammenhängend, bald getrennt, die
nige Zeit sich erhalten, blässer werden und dann ganz ver-
hwinden."

Bemerkenswerth ist eine von Mairan [1]) zu Breuille-Pont (am
). October 1726) gemachte Beobachtung, wonach ein Nordlicht von
nem einzigen dunklen Segmente gebildet wurde, das an seinem
nde von symmetrisch gestellten Oeffnungen durchbrochen war,
rch welche man ein dahinter befindliches Feuer zu sehen glaubte.

Die Intensität des Lichtes, mit welcher die Nordlichter auftre-
n, ist sehr verschieden, im Ganzen jedoch eine geringe, da man
rch die Strahlen hindurch Sterne, und sogar auch kleinere er-
ickt, obwohl nach einer Angabe von Parry auch die schwächsten
ordlichtstrahlen die Sterne ein wenig verdunkeln, gleichsam wie
n dünner vorgezogener Schleier. Brewster schätzt die Helligkeit
s Nordlichtes im Allgemeinen gleich der des Mondes im ersten
iertel, wenn die Sonne einige Grade unter dem Horizont ist, und
ch Scoresby, der im hohen Norden beobachtete, beträgt die Hel-
keit der Nordlichter, wenn sie das Zenith erreichen, etwa die des
ollmondes. In manchen Fällen zeigte sich jedoch eine grössere
elligkeit. De la Pilaye erzählt von Nordlichtern, die von ihm auf
erreneuve gesehen wurden und so hell waren, dass ihr Licht durch
e dicken dort herrschenden Nebel dringen und einen Schatten be-
irken konnte; und Lowenöen soll sogar bei hellem Sonnenschein
ie Schwingungen eines Polarlichtes erkannt haben.

Die Angaben über die Höhe des Nordlichtes, zu deren Er-
ittelung man die Parallaxe einzelner Bogenstücke oder der Krone
der sonstiger hervorstechender Punkte benutzt, bieten viel Unsi-
heres, was freilich im Hinblick auf das beständige Schwanken der
ichterscheinung nicht befremden kann. Einige dieser Angaben

[1]) Traité de l'aurore boréale. 2me édit. Paris 1754.

sind sehr hoch und reichen über die berechnete Grenze unserer Atmosphäre weit hinaus. Es kann jedoch fast keinem Zweifel unterliegen, dass das Phänomen innerhalb der Atmosphäre zu Stande kommt, da sich dasselbe an der täglichen Umdrehung der Erde betheiligt; wohl aber wird die Höhe unter verschiedenen Umständen eine sehr ungleiche sein. Farquharson sah mehrmals die Nordlichtstrahlen auf Wolkenschichten projicirt, die offenbar höher waren als das Phänomen selbst. Thienemann beschränkt dieses auf die Region der Wolken. Allerdings kann es auch so schon eine grosse Ausdehnung gewinnen und wenigstens die Lichterscheinung weithin sichtbar werden.

In den Polargegenden sind die Nordlichter eine ganz gewöhnliche Erscheinung, die sich in mittleren Breiten natürlich nur dann zeigen wird, wenn sie dort eine gewisse Ausdehnung erreicht hat [1]). Indessen zeigen auch verschiedene Gegenden des hohen Nordens einen merklichen Unterschied in Hinsicht auf die Häufigkeit dieser Erscheinung; daher wohl örtliche Einflüsse hierbei im Spiele sein mögen. — Nach einer Zusammenstellung von Mairan kommen auf das mittlere Europa jährlich im Durchschnitt etwa 10 Nordlichter; die Menge derselben in den einzelnen Jahren ist aber sehr verschieden; bezüglich der Jahreszeiten erscheinen sie häufiger im Winter als im Sommer.

294. Die erfahrungsmässig gegebene Beziehung des Nordlichtes zum Magnetismus haben wir im Allgemeinen schon hervorgehoben, indem wir erwähnten, dass der Nordlichtbogen nahezu in der Richtung des magnetischen Meridians liege und die Nordlichtkrone die Stelle bezeichne, wohin das obere Ende einer frei schwebenden Inclinationsnadel hinweist. Die Schwankungen der Declinationsnadel während der Erscheinung wurden zuerst von Hiorter (1741) wahrgenommen und sind seitdem vielfältig bestimmter beobachtet worden, wie man denn auch erkannte, dass sich die

---

[1]) Die Häufigkeit der Nordlichter im hohen Norden bekunden schon Beobachtungen, die man bei Gelegenheit einer wissenschaftlichen Expedition (Comptes rend. T. X. p. 289) zu Bossekop im Norwegischen Amte Finnmarken unter 70° Br. machte. Vom 7. September 1838 bis Mitte April 1839 zählte man daselbst 143 Nordlichter. Besonders häufig waren dieselben in der Zeit vom 17. November bis 23. Januar während der Abwesenheit der Sonne. Auf diese Zeit kamen Nordlichter, abgesehen von denen, welche wegen des bedeckten Himmels nicht sichtbar waren, aber durch die Magnetnadel angezeigt wurden.

larlicht schon einige Zeit vor seinem Auftreten durch eine grosse ruhe der Nadel bemerklich macht, und selbst da von seinem ein Kunde gibt, wo es nicht sichtbar wird. Und nicht allein in cksicht der Declination, sondern auch gleichzeitig in Bezug der linatiou und Intensität wird die Erscheinung von Veränderungen Erdmagnetismus begleitet. Declination, Inclination und Inten- t sind aber die drei Elemente, nach welchen man den Erd- gnetismus untersucht. Bekanntlich bezeichnet die Declination weichung) den Winkel, welchen der magnetische Meridian, d. h. durch die Richtungslinie einer in horizontaler Ebene beweglichen gnetnadel gedachte Vertikalebene, mit dem geographischen Meridian Ortes einschliesst; die Inclination hingegen den Winkel, welchen e in ihrem Schwerpunkte befestigte (um eine horizontale Axe wegliche) Magnetnadel mit dem Horizonte macht.

Von Interesse sind die allgemeinen Resultate, zu denen Han- en [1]) durch seine Beobachtungen geführt wurde. Dieselben sind Wesentlichen folgende:

1) „Wiewohl die kurzen Tage in den Monaten November, cember, Januar und Februar die Beobachtungen des Nordlichtes günstigen, sieht man es doch häufiger in den Zeiten der Tag- d Nachtgleiche oder bald nach derselben, als in anderen Zeiten s Jahres. Dies hat schon Mairan bemerkt, und stimmt auch mit inen mehrjährigen Erfahrungen überein. Die zu der Zeit anfan- nde Erwärmung oder Abkühlung der Polargegenden muss wohl Ursache davon sein."

2) „Während aller Nordlichter um die Frühlings-Tag- und chtgleiche 1830 bis zu Ende des Jahres waren die Bewegungen r Magnetnadel ausschliesslich nach Osten gerichtet; bei den Nord- tern 1831 [2]) waren östliche Bewegungen selten, westliche da- gen die allgemeinsten und sehr gross. Sollte man hierin vielleicht en Gegensatz finden, da der Nordpol in der Herbst-Tag- und chtgleiche abgekühlt, in der Frühlings-Tag- und Nachtgleiche värmt wird?"

3) „In den letzten 10 bis 12 Jahren hat die Häufigkeit des rdlichtes sehr zugenommen, und so häufig wie um diese beiden

---

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXII. S. 536.

[2]) Die verschiedenen Beobachtungen darüber finden sich vollständig zusam- ngestellt in Poggend. Ann. Bd. XXII. S. 436..

letzten Tag- und Nachtgleichen habe ich es selbst in meinen Kinderjahren, d. i. seit 1793, hier in Christiania nicht gesehen. Es ist klar, dass wir jetzt am Anfange einer neuen Nordlichtperiode stehen. Die vorige fing 1707 mit dem merkwürdigen Nordlichte an, welches der berühmte Ol. Römer den 1. Februar in Kopenhagen beobachtete (einige wenige schwache waren jedoch einige Jahre früher von ihm bemerkt worden), war um 1752 am stärksten und hörte um 1790 auf, worauf eine Pause von etwa 20 bis 25 Jahren eintrat, während welcher nur im hohen Norden Nordlichter, und noch dazu schwache, gesehen wurden."

„Von solchen Perioden habe ich geglaubt seit dem Jahre 502 v. Chr. Geburt bis auf unsere Zeit 24 nachweisen zu können, von welchen besonders die neunte von 541 bis 603, die zwölfte von 823 bis 887, die zweiundzwanzigste von 1517 bis 1588, und die vierundzwanzigste von 1707 bis 1788 sich durch ungewöhnlich starke und häufige Nordlichter auszeichneten."

„Die grösste unordentliche Bewegung der Magnetnadel bei einem Nordlichte innerhalb 24 Stunden ist von Wargentin zu 5°, und von Wilcke sogar zu 5° 30′ beobachtet worden. Während des starken Nordlichtes am 19. April 1831 durchwanderte die Nadel hier in Christiania von 10ʰ 44′ bis 11ʰ 31′ einen Bogen von 6° 12′."

Inzwischen hat Chr. Hansteen [1]) die Beobachtungen der Nordlichter in Rücksicht ihrer magnetischen Beziehungen fortgesetzt und ist dabei, wie schon früher Wolf in Zürich, auf die Vermuthung gekommen, dass zwischen Sonnenflecken, Nordlicht und magnetischen Perturbationen (Störungen) ein Causalzusammenhang stattfinden möchte. Seit Anfang 1859 zeigten sich nämlich viele Sonnenflecke und in gleicher Weise auch starke Erscheinungen des Nordlichtes. Nun fand Hansteen durch seine Beobachtungen der horizontalen magnetischen Intensität und der Inclination (von 1820 bis Ende 1859) eine periodische Schwankung von 11 Jahren in der seculären Veränderung, in welcher das Minimum der Inclination und das Maximum der horizontalen Intensität mit der Epoche des Minimum der Sonnenflecken zusammentreffen, für welche letztere Wolf in Hinblick auf die Wahrnehmungen Schwabe's eine Periode von 11¼ Jahren bestimmte, wie denn nach Lamont [2]) eine solche Periode

[1]) Poggend. Ann. 1861. Nr. 3.

[2]) Poggend. Ann. Bd. LXXXIV. S. 572; Bd. LXXXVI. u. Bd. LXXXVIII. — Astronom. Nachrichten Nr. 820.

ch für die täglichen regelmässigen Variationen der magnetischen clination existirt. Endlich fand Sabine in den unregelmässigen rturbationen eine Periodicität von etwa 10 Jahren, die gleichfalls it den Epochen der Maxima und Minima der Sonnenflecken übereistimmt. Dies Alles lässt jene Vermuthung als gerechtfertigt erheinen, die allerdings nun erst noch der näheren Bestätigung der Widerlegung) bedarf.

295. Eine innigere Beziehung zwischen Nordlicht und Maetismus steht fest. Es erhebt sich nun natürlicher Weise die age nach dem elektrischen Zustande der Atmosphäre während ses Meteores. Elektrische Spannungserscheinungen besonderer t hat man bisher mittelst der gewöhnlichen, auch feinsten, Elekometer nicht wahrgenommen, selbst in nördlichen Gegenden nicht; ohl aber sind neuerdings bei dem in der Nacht vom 28. zum 29. ugust 1859 in mittleren Breiten gesehenen Nordlichte auf den elegraphenlinien Erscheinungen beobachtet worden [1]), die vielleicht it jenem Meteore in einem gewissen Zusammenhange standen. s zeigten sich nämlich während des Nordlichtes und auch nach emselben in den Drahtlinien (verschiedener Länderstrecken) elekische Ströme, stärker und anhaltender, als während eines Gewiters, an einem Orte sogar elektrische Funken. Am 28. August gen 10^h 30′ Abends setzten sich im Centralbureau zu Paris die Läuterke der während der Nacht unbeschäftigten Drähte fast sämmtlich i demselben Augenblick in Bewegung. Die an mehreren Punkten hon erschwerte Telegraphirung war auf den beschäftigten Punkten nterbrochen und die Apparate zeigten den Durchgang eines peranenten Stromes an. Die Galvanometer wichen stark ab, bald chts, bald links. Von Null aus stiegen die Nadeln, je nach den nien, rasch bis 10^0 und 20^0, blieben daselbst eine mehr oder eniger lange und sehr veränderliche Zeit stehen, überschritten esen Punkt und erreichten ziemlich plötzlich 30^0 und 50^0; dann ngen sie wieder zurück, und nachdem sie durch den Nullpunkt gangen waren, verhielten sie sich auf der anderen Seite ebenso. ie Wirkung war anhaltender und kräftiger auf der Linie des Cenums, von Bordeaux, von Marseille, und des Nordens, als auf enen des Ostens und des Westens. Um 7^h Morgens konnte man ach allen Seiten bis zu 30 oder 40 Lieues leidlich telegraphiren.

[1]) Compt. rend. T. XLIX. p. 365; — s. Poggend. Ann. B. CVIII. S. 501.

Zwischen 9^h und 11^h konnte man weiter gehen; allein fast während des ganzen Tages traten von Zeit zu Zeit Unterbrechungen ein, während welcher die Galvanometer dieselben Anzeigen wie in der Nacht gaben; doch waren die Ruhestände auf Null lang. Die Stärke der Effecte hing nicht blos von der Orientirung der Linie, sondern auch von der Länge des Leiters ab. Erst gegen 5^h Abends verschwand der störende Einfluss nach allen Richtungen. Schon am Tage vorher waren die Telegraphirungen in gleicher Weise, aber seltner und schwächer gestört. Dieselben Erscheinungen zeigten sich am 2. September. — Auf den preussischen Telegraphenlinien zeigten sich die störenden elektrischen Ströme durch ein rasch aufeinanderfolgendes Anziehen und Loslassen der Anker an den Elektromagneten und durch starke Ablenkungen nach beiden Seiten an den Galvanometern. Die Nadeln schlugen je nach ihrer Empfindlichkeit 30^0 bis 70^0 nach einer Seite heftig aus, gingen dann langsam auf Null und eben so langsam nach der anderen Seite. Während dieser Zeit blieben die Anker der Relais fest angezogen. Auf den zu Eisenbahnen gehörenden Leitungen wurden die Lautwerke in Thätigkeit gesetzt. Die Störungen traten auf den von Berlin nach Westen laufenden Linien am 29. August zwischen 1 und 2^h Morgens ein, schon früher auf den östlichen. Am Tage des 29. konnte aber auf den westlichen telegraphirt werden, während auf den östlichen Störungen eintraten. Am 2. September um 7^h Morgens kamen Störungen in allen Richtungen vor. Gegen 9^h waren sie am stärksten und nahmen um 9^h 45′ ab, so dass mit den meisten Stationen wieder correspondirt werden konnte. In Königsberg dauerte aber die Störung fort, und in Berlin nahm sie bis 1^h so zu, dass man nach Westen hin nicht zu telegraphiren vermochte. Auch die submarine Leitung nach England wurde von der Störung betroffen. Ferner wurde auf den Württemberger Telegraphenlinien in der Nacht vom 28. bis 29. August von 11^h 15′ bis 12^h Vormittags ein zeitweises Anziehen sämmtlicher Apparate auf 20 bis 40 Minuten Dauer bemerkt. Gegen Morgen beobachtete man eigenthümliche Ablenkungen des Galvanometers. Die Nadeln wechselten in einer Minute 5 bis 6 Mal ihre Stellung bis 40^0 westlich. Während auf der Ulmer Linie östliche Abweichung war, zeigte sich auf der Bruchsaler Linie westliche Abweichung. Aber nicht nur in Deutschland und Frankreich, sondern auch in Italien wurde jenes Nordlicht gesehen. Secchi, der es zu Rom am 29. August 2^h nach Mitternacht beobachtete,

schildert es als sehr prachtvoll, indem der Himmel mit einem rothen Schleier überzogen war, den sehr helle Lichtsäulen durchfurchten. An den magnetischen Instrumenten beobachtete derselbe eine sehr starke Störung, indem die Declination um 34′, die Inclination um 42′, und besonders stark die Intensität variirte. Auch noch an dem folgenden Morgen blieb die magnetische Störung stark. – Bemerkenswerth ist, dass man an denselben Tagen an verschiedenen Orten auch heftige Gewitter und Stürme beobachtete.

Fraglich bleibt es nun immerhin noch, ob und in wie weit jene elektrischen Strömungen in den Telegraphenlinien Folgen des Nordlichtes waren, oder ob dieselben nicht vielmehr durch Gewitter und anderweitige vom Nordlicht unabhängige Gleichgewichtsstörungen der atmosphärischen Elektricität bedingt wurden [1]). Indessen hat man auch schon früher hie und da Störungen im Gange der Telegraphen beobachtet; so namentlich während des Nordlichtes am 7. November 1848 in England, wo nach Highton der Telegraph, welcher durch den Watford-Tunnel geht, in der Nacht drei Stunden lang unbrauchbar war. Aehnliches wurde in Pisa von Matteucci wahrgenommen, der auch während des Nordlichtes vom 28. bis 29. August 1859 hierher Gehöriges zu Toskana beobachtete (Ann. de Chim. et de Phys. T. LVII. p. 4191).

Die von Secchi zu Rom am 2. September 1859 an den magnetischen Instrumenten beobachteten Störungen fielen zusammen mit den in den Telegraphendrähten beobachteten elektrischen Strömungen. Die Wolken hatten ganz das Aussehen wie bei einem Nordlichte, wenn diese Erscheinung am Tage hervortritt. Merkwürdig war, wie Secchi bemerkt (Compt. rend. T. XLIX. p. 449), dass jene grossen Störungen mit einem Maximum der Sonnenflecken zusammentrafen, und zwar gerade zu der Zeit, wo sogar ohne Instrument ein grosser Fleck auf der Sonnenscheibe zu bemerken war.

Sollten jene elektrischen Ströme in den Telegraphendrähten wirklich Folgen des Nordlichtes sein, so liegt die Vermuthung nahe,

---

[1]) Beobachtungen über den Ozongehalt der Luft vor, während und nach der Erscheinung des Nordlichtes vom 28. zum 29. August 1859 wurden von Bérigny auf dem meteorologischen Observatorium zu Versailles angestellt (Compt rend. T. XLIX. p. 391), nach welchen sich die grösste Menge von Ozon in der Beobachtungsreihe vom 28. August bis zum 2. September, also während der Periode des Nordlichtes, zeigte.

dass dasselbe auf den statisch-elektrischen Zustand der Atmosphäre einen gewissen Einfluss übt. Nach Dellmann's [1]) Beobachtungen, die derselbe zu Kreuznach während des Nordlichtes am 1. October anstellte, führte dieses zu einer Erhöhung des positiv elektrischen Zustandes der Atmosphäre.

296. Im Hinblick auf die Entstehung des Nordlichtes können wir von einigen älteren Ansichten, deren Unrichtigkeit dermalen auf der Hand liegt, ganz absehen. Cartesius dachte an flache Eistheilchen, welche in den Polargegenden bis zu einer bedeutenden Höhe über der Erde schwebend das Sonnenlicht reflectiren und so die Erscheinung des Nordlichtes bedingen sollten. In neuerer Zeit hat es namentlich J. Ross [2]) versucht, das Nordlicht als ein fast lediglich optisches Phänomen darzuthun. Nach ihm ist es die unter dem Pol stehende Sonne, welche durch ihre Wirkung auf die Schneemassen der Polargegenden die Lichterscheinung hervorbringt. Diese Massen erhalten eine Färbung von Seiten der Sonnenstrahlen, die von Wolken unterhalb des Poles reflectirt jene erleuchten. Mittelst eines eigens zugerichteten Globus, auf welchem die Schneemassen oder Eisgebirge durch fein gestossenes Glas, und die unterhalb des Poles befindlichen Wolkenschichten, welche die gebrochenen Sonnenstrahlen empfangen, durch den Dunst eines angefeuchteten Schwammes, auf den man ein rothglühendes Eisen legte, dargestellt wurden, suchte Ross die Erscheinung des Nordlichtes auch experimental nachzuahmen. Die Rolle der Sonne spielte eine grosse Lampe mit einer Linse, in deren Brennpunkte der richtig eingestellte Globus gebracht wurde, um ihn in eine der regelmässigen täglichen Bewegung der Erde entsprechende Rotation zu versetzen. Wie nach dieser Ansicht die erfahrungsmässig feststehende Beziehung des Nordlichtes zum Magnetismus resultiren soll, ist nicht wohl abzusehen.

Andrerseits wurden Franklin und verschiedene andere Physiker durch die Aehnlichkeit, welche das Nordlicht mit gewissen elektrischen Entladungserscheinungen im luftverdünnten Raume darbietet, zu der Ansicht geführt, dass dasselbe elektrischer Natur sein möchte. Insbesondere äussert sich Thienemann dahin, dass die Nordlichter elektrische Entladungen in den feinen Federwolken an

---

[1]) s. Poggend. Ann. 1860. Nr. 6.

[2]) Institut. 1855. No. 1143. p. 412.

ıer Grenze des Nordens seien, wo die eigentlichen Gewitter auf-
ren. In der That haben auch einige Beobachter in der Nähe
s in Amerika gelegenen magnetischen Poles und v. Wrangel an
n sibirischen Küsten des Eismeeres bemerkt, dass das Nordlicht
: lebhaftesten Strahlen dann zeigte, wenn in der höheren Luft-
gion Massen des Cirrostratus schwebten, und wenn diese so dünn
ren, dass ihre Gegenwart nur durch die Entstehung eines feinen
ſes um den Mond erkannt werden konnte. Auch das Geräusch,
ches nach einigen Angaben die Nordlichter im hohen Norden
gleiten soll, hat man auf eine elektrische Entladung gedeutet.
lassen scheint dieses Geräusch, das man dem Knistern elektri-
ıer Funken oder, nach Andern, dem Geräusche der stark vom
ınde getriebenen Flamme einer Feuersbrunst verglichen hat, Kei-
r der wissenschaftlichen Beobachter vernommen zu haben. Ein
ftiges Zischen, Platzen und Rollen, welches nach einigen Erzäh-
ıgen mit den Nordlichtern in Sibirien verbunden sein soll, glaubt
ın dem Bersten des Eises und der Schneekruste in Folge des Zu-
nmenziehens durch die Kälte der hellen Nordlichtnächte zuschrei-
n zu dürfen. Es ist möglich, dass auch die anderweitigen an-
ılich vernommenen Geräusche von sonstigen, mit dem Nordlicht
:ht in näherer Beziehung stehenden, Umständen, und zwar von
ftströmungen herrührten. W. Wrangel erwähnt, dass er und
ne Begleiter bei Erscheinung der Lichtsäulen niemals ein Krachen
ıer überhaupt ein Geräusch gehört hätten, nur wenn das Nordlicht
n grosser Intensität war, wenn die Strahlen sich oft nacheinan-
r bildeten, kam es ihnen vor, als ob man etwas wie ein schwa-
es Blasen des Windes in die Flamme höre. N. de Saussure [1]),
r auf der Insel Sky Nordlichter beobachtete, hörte nie ein Ge-
usch; doch wurde von den Bewohnern der Shetlandsinseln ein-
mmig versichert, dass ein solches bei starken Nordlichtern stets
rnommen werde und demjenigen gleiche, welches eine Korn-
hwinge (Van) bewirke. Auch der Beobachter der meteorologi-
hen Phänomene auf dem Leuchtthurm zu Sumburgh-Head habe
gegeben, dass er das Geräusch bei verschlossenen Läden höre
ıd dadurch auf die Anwesenheit der Nordlichter aufmerksam ge-
acht werde.

[1]) Compt. rend. T. XII. p. 846.

297. Die Vermuthung, dass das Nordlicht eine magnetische Erscheinung sei, wurde zuerst von Halley [1]) ausgesprochen, der sich dabei dachte, die magnetische Materie ströme aus jedem Pole leuchtend nach dem entgegengesetzten. Abgesehen von dem Ausströmen der sog. magnetischen Materie hat diese Ansicht in neuerer Zeit mancherlei Stützen gewonnen, wie denn die bereits hervorgehobene Beziehung zwischen dem Nordlicht und dem Magnetismus einen causalen Zusammenhang zwischen beiden mit einiger Bestimmtheit vermuthen lässt. Namentlich war es aber Faraday's Entdeckung der Inductions-Elektricität, welche dahin führte, das Nordlicht als eine magneto-elektrische Erscheinung aufzufassen. Bekanntlich vermag der Magnetismus elektrische Ströme zu erzeugen. Bringt man z. B. den Pol eines Magnetstabes in eine Drahtspirale, so entsteht in letzterer ein elektrischer Strom, der bald wieder verschwindet, wenn der Stab in einer gewissen Lage ruhig verharrt, aber in entgegengesetzter Richtung wieder (momentan) zur Erscheinung kommt, falls man den betreffenden Pol aus der Spirale zurückzieht. Indessen entsteht auch dann ein Strom, wenn der Stab, ruhig in der Spirale verharrend, in Rücksicht der Intensität seines Magnetismus, z. B. durch Erwärmen oder Abkühlen, eine Aenderung erleidet. Und ferner ist es bekannt, dass auch durch die directe Wirkung des Erdmagnetismus elektrische Ströme, unter Umständen selbst mit Funkenerscheinungen, entstehen können.

Hansteen fand nun, dass die Nordlichter dann auftreten, wenn die Intensität des Erdmagnetismus eine ungewöhnliche Höhe erlangt hat, und dass die Intensität während der Entwickelung des Nordlichtes beträchtlich abnimmt. Sehr wohl denkbar ist es nun, dass, wenn überhaupt das Gleichgewicht in der Vertheilung des Erdmagnetismus eine bedeutende Störung erfährt, dies auch eine Störung in der Atmosphäre, zunächst wenigstens da, wo die Störung der magnetischen Intensität am grössten ist, zur Folge hat, in der Art, dass die Atome, welche die Lufttheilchen constituiren, eine andere Anordnung und einen solchen Bewegungszustand gewinnen, der die Lichterscheinung mit sich führt. Dass hierbei die in der Atmosphäre schwebenden Wolkengebilde, insbesondere die feinen Federwolken an jener Grenze des Nordens, wo die Gewitter aufhören, einen gewissen Einfluss gewinnen können, erscheint als leicht

[1]) Philos. Transact. T XXIX. No. 341 (an. 1714—1716).

egreiflich. Die ungewöhnlichen Ablenkungen der Magnetnadel wäh-end des Nordlichtes haben aber ihren Grund nicht sowohl in die-em letzteren, als vielmehr in der veränderten Vertheilung des Erd-nagnetismus selbst; daher es denn nichts Auffallendes hat, dass nan die Störungen an unseren magnetischen Instrumenten schon inige Zeit vor dem wirklichen Erscheinen des Nordlichtes und so-ar da wahrnimmt, wo dasselbe gar nicht sichtbar wird. In die-er Beziehung können wir mit Dove [1]) sagen, die eine Seite des Phänomens sei das Leuchten, die andere die Schwingungen der Nadel, welche letztere sich ungefähr wie ein atmosphärischer Elek-rometer verhalte, dessen Divergenz auch die gesteigerte Spannung ler Elektricität anzeigt, ehe sie so gross geworden ist, dass der Funke überspringt. Die Störungen in der Intensität des Erdmag-netismus haben aber vielleicht ihren Grund in den veränderlichen Wärmeverhältnissen der Erde, wiewohl sich dabei auch — wenig-stens zum Theil — an einen mehr directen Einfluss von Seiten der Sonne denken lässt, und zwar um so mehr, wenn eine Bezie-hung zwischen Sonnenflecken, Nordlichtern und mgnetischen Per-turbationen bestehen sollte. Bemerkenswerth ist jedoch, dass die Intensität des Erdmagnetismus überall, wo die Temperatur auf der Erde abnimmt, sich steigert. Dove vermuthete, dass eine momen-tane Störung der Temperaturvertheilung auf der Erdoberfläche auch eine gleichzeitige magnetische Störung bedinge. In der Nacht vom 19. zum 20. December 1829 sah derselbe während eines in Schott-land sichtbaren Nordlichtes in Berlin die Nadel in der grössten Un-ruhe. Dabei fiel eine für diese Zeit ungewöhnliche Masse Schnee, womit eine Kälteperiode von ungewöhnlicher Dauer begann. An demselben Tage sank die Temperatur in Kasan von —6° auf —18°, das Thermometer stand den andern Morgen auf —22,6°, am 26. auf —31°. Möglich ist es wohl, dass eine so plötzliche Erkältung eines so grossen Theiles der Erdoberfläche auf die mag-netische Vertheilung einen Einfluss übt. Auch das glänzende Nord-licht am 18. October 1836 scheint, wie Dove bemerkt, mit einer für die Jahreszeit intensiven Kälte verbunden gewesen zu sein. Hiernach kann also wohl plötzlich eintretende Kälte Veranlassung zur Erscheinung des Nordlichtes geben, nicht aber dieses jene be-

[1]) Meteorol. Untersuch. S. 88; — Poggend. Ann. Bd. XIX. S. 388, Bd. XX. S. 341.

dingen, wie man nicht selten geglaubt hat. Ob das Nordlicht, als atmosphärische Erscheinung, einen Einfluss auf die Witterungsverhältnisse ausübt, ist sehr fraglich; höchst wahrscheinlich ist derselbe, wenn er ja statthaben sollte, nur sehr localer Natur. Die bekannten Angaben über den Zusammenhang des Nordlichtes mit der Witterung bieten der Beurtheilung keine festen Anhaltspunkte; nur so viel folgt mit Gewissheit, dass die das Nordlicht begleitenden oder ihm unmittelbar nachfolgenden Witterungsverhältnisse nicht sofort als Wirkungen desselben betrachtet werden dürfen, gesetzt auch, sie ständen mit seiner Entstehung in einer gewissen Beziehung. Durch gleichzeitig angestellte Barometer- und Thermometerbeobachtungen suchte Joslin [1]) darzuthun, dass gerade zur Zeit der Nordlichter eine grosse Menge aus feinen Eisnadeln bestehender Dunst in der Atmosphäre schwebe. Und Necker de Saussure machte die Erfahrung, dass die von ihm beobachteten Nordlichter gewöhnlich von Reif begleitet waren und dass auf die meisten Schnee, Regen und Wind folgte, und fand darin eine Bestätigung der in Schottland allgemein verbreiteten Meinung, dass die Nordlichter Vorboten von schlechtem Wetter und Winden (resp. Stürmen) seien. Dieser Meinung begegnet man auch anderweit noch. So glaubt Scoresby bemerkt zu haben, dass auf glänzende Nordlichter stürmisches Wetter folge. Auch nach einigen Angaben, die L. v. Buch mittheilte, sollen hohe, bewegte, strahlende und flackernde Nordlichter Vorboten von Stürmen, die niedrigen hingegen Vorboten von heiterem Wetter sein.

298. Den optischen Erscheinungen der Atmosphäre wollen wir nun in unserer Betrachtung die sog. Feuermeteore anreihen, zu denen man namentlich die Sternschnuppen und Feuerkugeln rechnet, die beide sehr wahrscheinlich nicht wesentlich verschiedene Phänomene bezeichnen. Bekanntlich erscheinen die Sternschnuppen als sternähnliche leuchtende Punkte von verschiedener Grösse und Lichtstärke, bald wie Sterne der dritten bis sechsten Grösse, bald mit einem Glanze, der dem des Jupiter und der Venus gleichkommt, oder gar denselben übertrifft. Brandes [2])

---

[1]) Silliman, Americ. Journ. of Sc. T. XXXV. p. 145.

[2]) Versuch die Entfernung, die Geschwindigkeit und die Bahn der Sternschnuppen zu bestimmen. Hamburg 1800; — Unterhaltungen für Freunde der Physik und Astronomie. Hft. I. Leipzig 1825.

d Benzenberg [1]) unterscheiden überhaupt drei Arten, nämlich tens Sternschnuppen erster und zweiter Grösse, bei denen man e leuchtende Kugel unterscheidet, die gewöhnlich von der Lichtm getrennt ist und früher als diese erlischt, — eigentliche Feuerɛeln; zweitens Sternschnuppen erster und zweiter Grösse, aber ıe Kugel mit einer leuchtenden Bahn, welche nach dem Verwinden des bewegten Punktes, vom äussersten Ende anfangend, d erlischt; und drittens kleinere Sternschnuppen von dritter bis hster und noch geringerer Grösse.

Aus correspondirenden Beobachtungen und darauf gestützten echnungen haben sich für die Entfernung der Sternschnuppen ı der Erde sehr ungleiche Werthe ergeben, die meist zwischen 1 bis Meilen schwanken. Die kleinen schnell geradlinig fortschiessenı fand man näher, die grösseren, welche langsamer fortziehen l Funken sprühend eine nur kurze Zeit bleibende Spur hinteren, sollen sich in Höhen von 30 bis 100 Meilen bewegen. Für Geschwindigkeit der Sternschnuppen erhielt man meist Werthe schen 4 bis 9 geogr. M. in der Secunde, also eine bedeutende chwindigkeit, welche die der Erde in ihrer Bahn um die Sonne rtrifft. Dies sowohl als die zum Theil sehr bedeutende Höhe Sternschnuppen weis't im Verein mit dem Umstande, dass sich elben im Allgemeinen in einem der Bewegung der Erde entɛngesetzten Sinne bewegen, auf einen Ursprung ausserhalb un:r Atmosphäre hin. Bei dem grossen Sternschnuppenphänomen, ches man im November 1833 in Amerika beobachtete, gingen Meteore scheinbar von Einem Punkte aus, welcher eine feste e gegen die Sonne hatte und daher nicht an der Drehung der e Theil nahm, woraus sich schliessen lässt, dass die Meteore prünglich unter sich parallel waren, und ihre Divergenz nur auf ischer Täuschung beruhte, dass sie kosmischen Ursprungs wa, wenn sie auch bis in die Atmosphäre hinabgehen mochten. er Punkt der scheinbaren Radiation (Ausstrahlung) der Meteore im Halse des Sternbildes des Löwen und fiel nahe mit dem Punkte ammen, auf welchen nach Enke's [2]) Berechnung die Erde zur t der Sichtbarkeit des Phänomens zueilte, dessen Maximum am . November eintrat. Der Ansicht von einem kosmischen Ur-

[1]) Bestimmung der geograph. Länge durch Sternschnuppen. Hamb. 1802.
[2]) Poggend. Ann. Bd. XXXIII. S. 218.

sprunge der Sternschnuppen wurde namentlich von Benzenberg [1]) der Umstand entgegengehalten, dass viele dieser Meteore gewissermaassen raketenartig aufsteigen, indem der Anfangspunkt derselben viel niedriger sei als ihr Endpunkt. Indessen können es gewisse Beobachtungsfehler leicht mit sich bringen, dass eine wirklich fallende Sternschnuppe als eine steigende erscheint, wie dies der Fall sein wird, wenn der Anfang und das Ende der Bahn von den beiden (zu correspondirenden Beobachtungen vereinigten) Beobachtern nicht gleichzeitig wahrgenommen werden. Auf die Voraussetzung einer solchen gleichzeitigen Wahrnehmung stützen sich aber die von Brandes angestellten Berechnungen der Höhe der Sternschnuppen. Unabhängig von dieser Voraussetzung sind die Formeln, die zu demselben Behufe Bessel [2]) entwickelt hat. Im Uebrigen findet man die aufsteigende Bewegung mancher Sternschnuppen in einer partiellen Explosion derselben und einer damit verbundenen Rückwirkung begründet. Das scheinbare Herabfallen der Sternschuppen in sehr tiefe atmosphärische Schichten ist meist nur eine optische Täuschung, was sich mit Bestimmtheit aus einigen Beobachtungen von Wartmann [3]) in Genf und von Boguslawski in Breslau entnehmen lässt.

Obwohl nun die Erscheinung der Sternschnuppen im Allgemeinen unabhängig von den Tageszeiten, Jahreszeiten und Witterungsverhältnissen ist, so hat sich doch ergeben, dass dieselben an gewissen Jahrestagen besonders häufig, und zwar periodisch auftreten; daher man denn auch sporadische und periodische Sternschnuppen unterscheidet. Wahre Sternschnuppenschwärme zeigten sich öfter in der Zeit vom 11. bis 14. November, so z. B. im November 1832 fast in ganz Europa, 1833 um dieselbe in Nordamerika. Eine zweite Epoche häufiger Sternschnuppenfälle sind die Nächte vom 10. bis 15. August. Quetelet [4]) hat in unserem Jahrhundert viele Jahre aufgezählt, die zu der eben bemerkten Zeit durch eine

---

[1]) Die Sternschnuppen. Hamburg 1839.

[2]) Schumachers astronomische Nachrichten. Bd. VI. Nr. 880 u. 881.

[3]) Bibliotheque universelle 1837, p. 373; Dove's Repert. d. Physik. Bd. IV. S. 283.

[4]) Correspond. mathém. Sér. III. T. I. 1837. p. 433; u. Catalogue des principales apparitions d'étoiles filantes. Bruxelles 1839 et 1841. — Poggend. Ann. Bd. XLVI; S. 516. — Mém. de l'Acad. Bruxelles, T. XX. p. 35.

grosse Anzahl von Sternschnuppen ausgezeichnet waren [1]). Noch andere periodisch wiederkehrende Sternschnuppenschwärme hat man bereits vermuthet.

Es ist nun sehr wahrscheinlich, dass die Sternschnuppen kleine planetarische Massen (Asteroiden) sind, die nach den Gesetzen der allgemeinen Schwere sich um die Sonne bewegen und dabei zu gewissen Zeiten die Erdbahn durchschneiden. Die Thatsache, dass im August und November eine grössere Anzahl sichtbar ist, erklärt sich dann aus dem Umstande, dass die Bahnen vieler solcher Körper da einander am nächsten liegen, wo die Erde sich zur Zeit der genannten Epochen befindet. Myriaden dieser Körper können gewissermaassen einen geschlossenen Ring bilden, so dass sie in demselben übereinstimmende Bahnen beschreiben. Dagegen mögen sie in einem solchen Ringe ungleich vertheilt sein und nur hier und da in dichten Gruppen beisammen stehen, was die Folge haben wird, dass das Phänomen nicht in jedem Jahre in gleicher Fülle auftritt. Auch kann eine Veränderung in der Lage der Ringe stattfinden, ein regelmässiges Fortrücken oder ein durch Perturbationen bewirktes Schwanken der Knoten, d. h. der Durchschnittspunkte der Erdbahn und der Ringe. Für das Maximum des November-Phänomens vermuthete Olbers [2]) eine Periode von 34 Jahren, wonach in der Zeit vom 12. bis 14. November 1867 in ähnlicher Weise wie in den Jahren 1799 und 1833 eine Fülle von Sternschnuppen mit Feuerkugeln untermengt zur Erscheinung kommen würde.

Die Sternschnuppen der November-Periode bieten nach Heis [3]) das Eigenthümliche, dass ihre Bahnen mehr zerstreut sind, als die der August-Periode zugehörigen. In keiner der beiden Perioden geben übrigens die Meteore immer von demselben Sternbilde aus; vielmehr gibt es in beiden mehrere Ausgangspunkte. In der August-Periode ist, nach Heis, der Hauptausgangspunkt Algol im Perseus, während sich ausserdem noch zwei andere zeigen: im Drachen und im Nordpole. Für die November-Periode ergaben sich vier Aus-

---

[1]) Ueber d. period. Sternschnuppen d. August s. auch G. v. Bogusławski: Poggend. Ann. Bd. XC. S. 338.

[2]) Schumacher's astronomische Nachrichten. Nr. 872.

[3]) Die periodischen Sternschnuppen und die Resultate der Erscheinungen, abgeleitet aus den während der letzten 10 Jahre zu Aachen angestellten Beobachtungen. 1849. S. 7 u. 26 ff. — Poggend. Ann. Bd. XCIX. S. 326.

gangspunkte: Perseus, Löwe, Cassiopeja und Drachenkopf, unter denen Perseus und nach ihm der Löwe vorwaltete.

299. Nicht selten gleichzeitig mit den Sternschnuppen erscheinen die sog. Feuerkugeln in Gestalt leuchtender Massen, welche sich in einer mehr oder minder gegen den Horizont geneigten Bahn, zuweilen in Bogensprüngen, mit grosser Geschwindigkeit bewegen [1]). Das Licht dieser, den Sternschnuppen wahrscheinlich verwandten Körper, ist von verschiedener Helligkeit, und ihre Ge-

---

[1]) Nach der Beschreibung von Chladni (über Feuermeteore und die mit denselben herabgefallenen Massen. Wien 1819. S. 17 f.) erscheint zunächst ein leuchtender Punkt, ungefähr wie eine Sternschnuppe, oder ein kleines, lichtes, bald nachher sich entzündendes Wölkchen, oder ein, bisweilen auch mehrere parallele lichte Streifen, woraus sich nachher ein weiter fortgehender leuchtender Körper zusammenballt. Dieser Körper bewegt sich mit grosser Geschwindigkeit, die gewöhnlich anfangs der des Laufes der Weltkörper gleich kommt, bisweilen in Bogensprüngen, weiter fort und zwar so, dass dabei eben sowohl die Wirkung einer tangentialen Bewegung, als die Wirkung der Schwere unverkennbar ist; er vergrössert sich und bildet sich zu einer feurigen Kugel aus, welche Flammen, Rauch und Funken auswirft. Diese Feuerkugel zieht gewöhnlich einen Schweif nach sich, der zunächst an der Kugel aus Flammen, die sich hinterwärts zuspitzen, und weiter nach hinten aus dem nachgelassenen Rauche und Dampfe besteht und zuweilen auch in die Länge gezogene Theile der Substanz selbst enthält; auch ist sie bisweilen von abgesonderten Theilen, die sich zu kleinen Feuerkugeln ausbilden, begleitet. Endlich zerspringt die Feuerkugel mit vielem Getöse und heftiger Erschütterung der Luft; mitunter zerspringen wohl auch Theile derselben noch einmal, und es fallen dann die Bestandtheile, welche nicht vorher als Rauch und Dampf verflüchtigt worden sind, als Steine oder Eisenmassen (Meteorsteine) nieder. Bei Tage wird man gewöhnlich erst durch das beim Zerplatzen entstandene Getöse darauf aufmerksam, wenn die Lichterscheinung schon vorüber ist. Man sieht in solchen Fällen meist nur ein mehr oder minder lichtes oder dunkles Wölkchen. — Ueber eine am 3. Februar 1856 an vielen Orten Deutschlands, der Schweiz, Frankreichs, Belgiens, Hollands und Englands gesehene Feuerkugel hat Heis (Poggend. Ann. Bd. XCVIII. S. 333) die Nachrichten von den verschiedensten Orten her gesammelt. Dieselbe erschien um 8 Uhr 5 Min. mittlerer Pariser Zeit Abends, glich anfangs einer grossen Sternschnuppe, bewegte sich stossweise fort, wurde heller und grösser, zuletzt intensiv glänzend und erlosch unter Funkensprühen. Ihre Farbe war weiss, zuletzt roth; die Dauer ihrer Erscheinung 4 Secunden. Heis berechnete ihren wahren Durchmesser auf 2400 Fuss, und ihre Geschwindigkeit auf 13 Meilen. — Auch die Feuerkugel, welche am 3. December 1861 in Deutschland gesehen wurde, ist von Heis genauer beschrieben worden (besonderer Abdruck aus der Wochenschrift für Astronomie. Halle 1862).

Bezüglich einer am 12. December in Schlesien beobachteten Feuerkugel s. Galle, Jahrb. der schles. Ges. XXXI. S. 187.

oft während des Laufes veränderlich. Manche dieser Meteore, meist einen Schweif nach sich ziehen, verschwinden ohne bekbare Spur oder hinterlassen nur kurze Zeit einen Lichtstreifen, ingegen andere unter einem heftigen Knalle oder donnerähnen Getöse zerplatzen. Die zur Erde gelangenden Bruchstücke bekannt unter dem Namen der Meteorsteine (Meteorolithen). elben sind unmittelbar nach ihrem Falle heiss und weich; ihre talt ist verschieden, meist unvollkommen polyedrisch, mit stark rundeten Kanten, convexen oder concaven Flächen. Sie haben dunkelbraune bis schwarze, pechartig oder schwach metallisch zende Rinde. Die innere Grundmasse der Meteorsteine hat meist hell- oder dunkelgraue Farbe und besteht hauptsächlich aus erde; seltner ist in ihnen die Kieselerde und unbedeutend der alt an Silicaten von Thonerde und Alkali. Eine abweichende mmensetzung zeigen die Meteorsteine von Stannern, Jonzac Juvenas. Dieselben enthalten kein gediegenes Eisen, wenig kerdesilicat, wohl aber Silicate von Kalk, Thonerde und Eisendul; ihre Grundmasse ist ein Gemenge von Labrador und Augit, in nickelfreier Magnetkies eingesprengt ist.

Berzelius [1]) fand die von ihm untersuchten Meteorsteine gegt aus mehreren Mineralien in wechselnden Verhältnissen. Diese eralien sind: gediegenes Eisen, Schwefeleisen, Magneteisenstein, eorolivin, in Säuren unlösliche Silicate von Talkerde, Kalk, noxydul, Manganoxydul, Thonerde, Kali und Natron, ferner omeisen und Zinnstein. Meteorsteine, welche gediegenes Eisen überwiegenden Bestandtheil enthalten, zerspringen bei dem Fallen t, und bilden daher die grösseren Massen. Das die Meteorsteine chsetzende Eisen rostet, wenn der Stein mit lufthaltigem Wasser uchtet wird, allmälig zu Eisenoxydhydrat; in ihrer ursprünglichen erstätte mangelte daher, bemerkt Berzelius, Luft oder beides: t und Wasser.

Einen im Kreise Nordhausen am 16. September 1843 bei lem Wetter und mit heftiger Detonation gefallenen Meteorstein, 6 Pfund wog, fand Rammelsberg [2]) gemengt aus Nickeleisen, romeisen, Magnetkies (FeS), Olivin, Labrador und Augit. Auf und der betreffenden chemischen Untersuchungen unterscheidet

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXXIII. S. 1 u. 113.
[2]) Poggend. Ann. Bd. LXII. S. 449.

man dermalen Meteoreisen und Meteorsteine, welche letztere wieder in zwei Klassen zerfallen, von denen die eine Meteoriten mit Körnern und Flittern von Meteoreisen, die andere hingegen solche in sich begreift, die von metallischen Beimengungen ganz frei sind und sich nur als ein krystallinisches Gemenge verschiedener Mineralsubstanzen darstellen. Die Rinde, mit welcher man die Meteorolithen überzogen findet, ist theils ein ursprüngliches, mit der Entstehung dieser Masse unter Feuererscheinungen verknüpftes, Erzeugniss, theils eine Folge anderer (terrestrischer) Einflüsse, denen dieselben nachmals ausgesetzt waren. Diese Rinde ist, je nach der Verschiedenheit der Bestandtheile, aus welchen die Meteorolithen zusammengesetzt sind, und den Schicksalen, welche sie durchlaufen haben, verschieden. Steinmassen tragen einen anderen Ueberzug als Eisenmassen; gemengte Stein- und Eisenmassen einen anderen, als jede von beiden [1]). Alle Meteoreisenmassen, die man fallen sah und unverzüglich aufhob, haben, nach v. Reichenbach, nur ein zartes schwarzes Häutchen von Eisenoxydul, das kaum Papierdicke besitzt; alle unvordenklich alten Massen aber, die man in der Erde gefunden und deren Sturz unbekannt ist, besitzen eine grobe, dunkelbraune, dicke, gewöhnlich blätterig sich abschuppende Kruste, welche, zumeist aus Eisenoxydhydrat bestehend, nicht wie jenes Häutchen uranfänglich entstanden, sondern erst nach dem Sturze allmälig rostartig angewachsen ist.

Die Anzahl bereits bekannter Meteorsteinfälle ist nicht unbeträchtlich. v. Reichenbach [2]) spricht von etwa 150 wirklich beobachteten Steinregen. Nimmt man an, dass es ungefähr 75 Jahre her seien, seit welchen die Steinfälle unter den europäischen Völkern etwas bekannter geworden und deren Eintreffen einigermassen beobachtet worden ist, so ergibt sich aus der Vertheilung der beobachteten 150 Meteorolithen über diese 75 Jahre, dass sich jedes Jahr zwei Meteoritenfälle ereignet haben müssen, also in je 182 Tagen Einer gefallen ist. In naher Uebereinstimmung hiermit ist eine Berechnung von Creg [3]), der für die Zeit von 1800 bis 1854 die Zahl der Meteorsteinfälle auf 115 schätzt, was jährlich ebenfalls

---

[1]) s. v. Reichenbach, über die Rinde der meteorischen Eisenmassen: Poggend. Ann. B CIII. S. 637.

[2]) Poggend. Ann. Bd. CV. S. 551 ff.

[3]) Philosophical Magaz. Nov., Dec. 1854.

:zu deren zwei gibt. Nun kann es aber keinem Zweifel unter-
:n, dass die Anzahl der wirklich vorkommenden Steinregen bei
em grösser ist, da sehr viele dieser Massen nicht gefunden
den. Die in's Meer fallenden gehen für uns spurlos verloren,
denn auch viele, die in Wäldern, Haiden und Gebirgen nieder-
:n, nicht zu unserer Kenntniss gelangen. v. Reichenbach glaubt
Anzahl der jährlich niederkommenden Meteoritenfälle auf minis
ens 96 schätzen zu dürfen. Diese Zahl bezieht sich auf den-
gen Antheil an der Landoberfläche des Erdballes, von welchem
bis jetzt Meteoriten geliefert worden sind; auf einen Antheil,
v. Reichenbach zu 50000 Quadratmeilen angibt, und der un-
hr nur den 47. Theil der trocknen Erdfläche ausmacht, wie
i findet, wenn man die letztere, zu 2333000 Quadratmeilen ge-
met, durch 50000 dividirt. Multiplicirt man nun die Zahl 96
47, so erhält etwa man 4500 jährliche Steinregen auf dem
balle, und diese Zahl mit den 365 Tagen des Jahres getheilt,
für jeden Tag desselben 12 Meteoritenfälle.

300. In Hinblick auf den Ursprung der Meteorsteine hat
i verschiedene Ansichten geäussert. Von der Meinung, dass sie
Eruptionsstoffen terrestrischer Vulkane hervorgehen möchten,
ste man wohl bald abkommen. Einen grösseren und längeren
all fand die Ansicht, dass sie Auswürflinge der Mondvulkane
:n [1]), was, wie man meinte, um so leichter der Fall sein könne,
der Mond entweder gar keinen oder doch nur einen so dünnen
tkreis besitze, dass von seiner Seite die Bewegung der geworfenen
per keinen merklichen Widerstand erfahren werde, und überdies
i dem Monde abwärts dessen Anziehung stetig ab-, die der Erde
gegen zunehmen müsse. Nun kehrt uns der Mond immer die-
e Seite zu. Die Mitte seiner sichtbaren Scheibe bildet deren
tändig uns zugewandten Gipfel, dessen Eruptionen die betreffen-
Massen am leichtesten über den Punkt hinauswerfen, wo die
ziehungen des Mondes und der Erde einander das Gleichgewicht
ten; daher die auf die Erde fallenden Meteorsteine, falls sie
klich Mondsteine sind, in grösster Zahl von dorther kommen
rden. Dieselben können mithin einem ganz beschränkten Gebirgs-
e angehören, so dass ihre grosse Gleichheit im Ansehen und in der

[1]) s. v. Ende, über Massen u. Steine, die aus dem Monde auf die Erde
allen sind. Braunschweig 1804; — Gilb. Ann. Bd. XVIII. S. 298.

Zusammensetzung nichts Auffallendes hat. Die Auswürflinge von Eruptionen, welche seitwärts dieses Gipfels geschehen, fliegen in einer nicht mehr direct gegen die Erde gerichteten Linie fort, und werden daher seltener in den Anziehungskreis der Erde gelangen. Sind die Bergarten dieser Gegenden verschieden von denen auf dem Gipfel der uns zugewandten Mondhälfte, so müssen uns von daher Meteorsteine von anderer als der gewöhnlichen Beschaffenheit zukommen, was aber vergleichungsweise selten geschehen wird. Ist aber der uns zugewandte Mondscheitel so mit Nickeleisen durchsetzt, als es die Meteorsteine sind, während die übrigen Theile, oder wenigstens die beständig von der Erde abgewandte Halbkugel, wenig oder gar nichts davon enthalten, so würde sich daraus noch ergeben, dass der Mond, wenn auf ihn die Erde ausser ihrer allgemeinen, von der Schwere herrührenden, Anziehung noch eine magnetische ausübte, den eisenreichsten Theil seiner Kugel gegen die Erde wenden müsse. — Namentlich machte Berzelius, wie schon bemerkt, darauf aufmerksam, dass das die Meteorsteine durchsetzende Eisen auf eine ursprüngliche Lagerstätte hindeute, wo es an Luft und Wasser fehle. Dann sind jedoch die auf dem Monde vorhandenen Vulkane von ganz anderer Art als die auf der Erde befindlichen, bei denen der Wasserdampf ohne Zweifel eine wesentliche Rolle spielt. Sehr wahrscheinlich sind die Berge auf dem Monde gar keine Vulkane oder doch erloschene; wohl nicht mit Unrecht hat man bemerkt, dass so heftige Ausbrüche, wie sie diese Ansicht von dem Ursprunge der Meteorsteine voraussetzt, bei der Vollkommenheit unserer Fernröhre nicht ganz verborgen bleiben könnten. Andererseits würden doch nur wenige Meteorsteine, wenn sie vom Monde herrührten, auf die Erde fallen können; die bei weitem grössere Zahl müsste sich in den verschiedensten Bahnen um dieselbe bewegen. Einen nicht unbeträchtlichen Verlust an Masse hätte aber der Mond durch die grosse Anzahl bereits stattgefundener Meteoritenfälle schon erleiden müssen, was den Astronomen, wie man hervorgehoben hat, in einer veränderten Anziehung des Mondes nicht hätte entgehen können. Es lassen sich diesen Einwürfen noch viele andere hinzufügen; doch mag das Gesagte genügen, da diese, sog. lunarische, Hypothese von dem Ursprunge der Meteoriten wohl zur Genüge in ihrer Unhaltbarkeit erkannt ist.

Dagegen bietet einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit die Ansicht von einem kosmischen Ursprunge der Meteorsteine; eine

sicht, die zuerst von Chladni [1]) mit allen ihm zu Gebote stehen- i Gründen vertheidigt wurde. Schon die ausserordentliche Ge- windigkeit der Feuerkugeln, welche die der Erde in ihrer Bahn weitem übertrifft, und die bedeutende Höhe, in welcher man e Feuerkugeln beobachtet hat, deutet auf den Raum jenseits Atmosphäre. In gleicher oder ganz ähnlicher Weise wie die rnschnuppen mögen die Feuerkugeln als kosmische Massen nach i Gesetzen der allgemeinen Schwere um die Sonne kreisen und, n sie tief genug in die Anziehungssphäre unserer Erde gerathen, diese herabfallen. Das Plötzliche der Erscheinung aber, das chten, die Explosion, die ungeheure Ausdehnung der feurigen se im Vergleich zu dem geringen herabfallenden Producte, das stallinische Gefüge des letzteren, die begleitenden Wölkchen und htstreifen deuten, wie namentlich Hoff [2]) hervorgehoben hat, hr auf die Bildung eines neuen Körpers, als auf das Herabfallen es schon fertigen hin. Es ist sehr wohl denkbar, dass die Ele- nte, aus welchen die Meteorsteine bestehen, anfänglich in einem irten oder gasförmigen Zustande miteinander vereinigt sind, wäh- d die Atome zum Theil auch schon zu festen krystallinischen ppen zusammengetreten sein mögen, so jedoch, dass das Ganze e sehr dünne (lockere) Masse bildet. Vielleicht ist auch ein dich- er Kern von einer sehr dünnen gasartigen Hülle umgeben. Ge- h nun eine solche Masse in unsere Atmosphäre, so wird sie hier em neuen physikalisch-chemischen Processe unterliegen, demzu- ge sich die neu entstehenden und bereits vorhandenen Molecule dichteren Gruppen, in der Form der Meteoriten, zusammenfügen rden. Enthält die Gashülle noch brennbare Bestandtheile, so rden dieselben durch den Sauerstoff der Atmosphäre oxydirt, raus, je nach der Beschaffenheit dieser Stoffe, Lichterscheinungen rschiedener Art hervorgehen können. Indessen ist eine vollstän- ge Oxydation, z. B. des metallischen Eisens, nicht zu erwarten, der in den oberen Schichten der Atmosphäre vorhandene Sauer- ff vielleicht nur zu einer Oxydation an der Oberfläche ausreicht,

[1]) Ueber den Ursprung der von Pallas entdeckten Eisenmasse und einige mit in Verbindung stehende Naturerscheinungen. Leipzig 1794, — über Feuer- teore und die mit denselben herabg. Massen. Wien 1819. — Von Schreibers: ürige zur Geschichte u. Kenntniss meteorischer Steine etc. Wien 1820.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XXXVI. S. 178; s. auch v. Baumhauer: ebend. Bd. LXVI. 465; und v. Reichenbach ebend. Bd. CV. S. 438.

und überdiess auch die an der Oberfläche der Masse entstandene dünne Oxydhaut (oder Rinde) die tiefer gelegenen Theile gegen die Oxydation schützen wird.

Noch müssen wir einer anderen Ansicht gedenken, nach welcher die Meteorsteine terrestrischen Ursprungs sein sollen.[1]) Vornehmlich dachte man dabei an mineralische Dämpfe, welche sich von unseren Hüttenwerken und Hohöfen aus in die Atmosphäre verbreiten und hier durch Condensation, in etwa analoger Weise wie der Hagel aus dem Wasserdampfe, sich zu jenen Massen gestalten sollen. Allein solche Substanzen können sich nicht lange als Dämpfe in unserer Atmosphäre erhalten und hier auch nicht in der Art und Weise, wie es vom Wasserdampf bekannt ist, condensirt werden. Das Gleichniss mit dem Hagel ist sehr hinkend. Der Gedanke, dass die meteorischen Eisenmassen, die man gefunden, in ähnlicher Weise wie der Hagel aus Wasserdampf, so aus Eisendämpfen condensirt sein möchten, ist nicht mehr als eine spielende Analogie und, wie mir scheint, auch dann unhaltbar, wenn die Eisendämpfe, als solche, in der Atmosphäre längere Zeit bestehen könnten. Man weiss jedoch, dass Eisendämpfe in der Luft schnell oxydirt werden; daher in Rücksicht jener meteorischen Eisenmassen die sog. terrestrische Hypothese alle Wahrscheinlichkeit verliert. Eine Stütze für diese Ansicht könnte man noch in dem Umstande finden, dass nach Ehrenberg's[2]) mikroskopischen Untersuchungen ein einzelnes Passatstaub-Meteor oft Tausende und Hunderttausende von Centnern fester Masse mit 7 bis 14 Procent Eisen, 37 Proc. Kieselerde, 16 Proc. Thonerde und mitunter auch nicht gerade unbedeutende Mengen von Nickel trägt. Indessen kommen diese Stoffe in einer Form vor, die, wie es scheint, die Bildung von Meteorolithen nicht zulässt; die der Atmosphäre von Seiten der Erde zugeführten Substanzen können eben nur ein staubartiges Meteor bilden, oder doch wahrscheinlich nur unter ganz besonderen Umständen ein Product liefern, das mit den Meteorsteinen eine gewisse Verwandtschaft haben mag. An eine Generalisirung der terrestrischen Hypothese, in der Art, dass nicht allein die Feuerkugeln, sondern auch die Sternschnuppen ins Bereich ihrer Erklärung ge-

---

[1]) s. Egen, Gilb. Ann. Bd. LXXII. S. 375; Ideler, über den Ursprung der Feuerkugeln und des Nordlichtes. Berlin 1832.

[2]) Passatstaub u. Blutregen. 1849.

langen könnten, ist nicht zu denken. Diese Ansicht wird zurücktreten müssen in Rücksicht aller hierher gehörigen Phänomene, welche schon wegen ihrer ungemeinen Geschwindigkeit und bedeutenden Höhe auf den Raum jenseits unserer Atmosphäre hindeuten; während die sog. kosmische Hypothese gestattet, die Feuerkugeln mit den Sternschnuppen und wahrscheinlich auch mit den Kometen unter einem gemeinsamen Gesichtspuncte zusammenzufassen. Dass sich in den Meteorolithen durchweg Grundstoffe finden, die auch unserer Erde eigenthümlich sind, darf nicht befremden, da wahrscheinlich alle Körper, die zu unserem Sonnensystem gehören, dieselben Grundstoffe in verschiedenen Verhältnissen enthalten.

301, Zu den feurigen Meteoren rechnet man insgemein auch die sog. Irrlichter oder, wenn die Erscheinung in grösseren Dimensionen auftritt, — Irrwische, von denen bekanntlich mancherlei seltsame Erzählungen cursiren. Die Existenz dieser Erscheinung kann wohl nicht mehr in Frage gestellt werden, obschon dieselbe bei weitem nicht so häufig sich darbietet, als man nach jenen Erzählungen erwarten sollte. Dies kann nun freilich nicht befremden, da in der Nacht, wie man weiss, leicht Täuschungen, namentlich in Hinsicht auf die Entfernung der Lichtquellen, stattfinden können. So mögen häufig genug Lichter in entfernten Häusern, entfernte Hirtenfeuer und namentlich auch leuchtende Insecten für Irrlichter gehalten worden sein. Unter den letzteren versteht man bekanntlich eine eigenthümliche Lichterscheinung, welche zur Nachtzeit in sumpfigen Gegenden, Mooren, überhaupt an feuchten Orten, wo vegetabilische und animalische Stoffe der Verwesung und Fäulniss unterliegen, hervortreten soll.

Unter den zuverlässigen Beobachtungen über diese Erscheinung gehören zunächst die des Astronomen Bessel [1]), der in einer völlig trüben und windstillen Nacht (früh am 2. December 1807) auf einem Moore des Herzogthums Bremen eine grosse Anzahl Flämmchen von etwas bläulicher Farbe, ähnlich der des unreinen Wasserstoffgases, sah. Die Lichtstärke desselben war unbeträchtlich. Oft blieben die Flämmchen in unveränderter Stellung, oft nahmen sie, dem Anscheine nach, eine Bewegung in horizontaler Richtung an. An der Stelle, wo diese Lichter erschienen, hatten die Moor-Colonisten vielen Torf gegraben, wodurch der Boden uneben und der An-

[1]) Poggend. Ann. Bd. XLIV. S. 366.

sammlung des Wassers günstig geworden war. Das hohe Moor schienen die Flämmchen nie zu ersteigen.

Knorr[1]), Professor der Physik in Kiew, beobachtete als Student während einer nächtlichen Wanderung ein ruhig leuchtendes Irrlicht von cylindrischer Form und mattem Glanze in einem Sumpfe. Zwischen den Blättern von einigen hohen Schilfstauden schimmerte das falbe Licht durch; den Hintergrund bildete ein Erlenbusch, fast im Halbkreise gewachsen, so dass das Lichtchen wie in einer grünen Nische stand. Busch, Schilf und Gras waren so schön beleuchtet, dass das Ganze ein liebliches Bild darbot. Der Sumpf verhinderte die völlige Annäherung an das Licht. Mit Hülfe eines Stockes gelang es aber, das Schilf so weit herunterzuschlagen, dass der obere Theil des Flämmchens ganz sichtbar wurde. Dasselbe war, einer ungefähren Schätzung nach, 5″ lang und 1½″ breit. In der Mitte war das Licht matt, ohne Glanz, mit einem schwachgelben Schein, gegen die Ränder hin wurde es violetter und verlor sich in dem dunklen Raume ohne scharfe Begrenzung. Die Luft war ruhig; auch das Licht zeigte durchaus keine Bewegung, und verrieth bei weitem nicht die Beweglichkeit einer gewöhnlichen Flamme, als man einen starken Luftzug hervorzubringen suchte. Knorr hielt die Spitze seines mit einer dünnen Hülse von Messingblech beschlagenen Stockes wohl über eine Viertelstunde lang in die Flamme, konnte aber nicht die geringste Spur einer Erwärmung bemerken.

Richter[2]), Director der Realschule in Saalfeld, theilte mit, dass er als Student an einem regnerischen Abend auf einer Wiese bei Römhild, die aus einem trocken gelegten Teiche gewonnen worden war, zwei Irrlichter ruhig stehen sah.

Einige Wahrnehmungen eines Studirenden der Astronomie, Vogel aus Leipzig, sind von Galle[3]) veröffentlicht worden. Zuerst sah Vogel Irrlichter in der sächsischen Lausitz an einem dunklen regnichten Abend des Septembers 1849 auf dem Wege von Kamenz nach Königsbrück. Auf dem sumpfigen Ufer einiger Teiche zeigte sich eine Menge jener kleinen Flämmchen. Die Bewohner der Gegend erklärten diese Erscheinung für sehr gewöhnlich. — Im

[1]) Poggend. Ann. Bd. LXXXIX. S. 620.

[2]) Zeitschr. für d. Gesammt. Naturw. (v. naturw. Verein in Halle), Bd. III. S. 49

[3]) Poggend. Ann. Bd. LXXXII. S. 593.

auf folgenden November wurde Vogel darauf aufmerksam ge-
cht, dass auf einer kleinen feuchten, erst in neuerer Zeit mit
ben durchzogenen Wiese vor dem Tauchaer Thore bei Leipzig
i Irrlichter in Menge sehen liessen. An einem ziemlich kalten
l hellen Abend bemerkte Vogel in dem schlammigen Graben
schwaches Leuchten und sah ein kleines Flämmchen, etwa so
wie Dämpfe, die ein schwach geriebenes Phosphorhölzchen
stösst, und diesem sehr ähnlich, aufflammen, sogleich wieder
schwinden und nach etwa drei Secunden an derselben Stelle
derkommen und ebenso rasch erlöschen. Vogel beobachtete
selbe in unmittelbarer Nähe mehrere Minuten, ohne dass er einen
anderen Geruch oder Rauch wahrgenommen hätte. Das Flämm-
n leuchtete etwa 3 Zoll über dem Boden und war etwa 1 Zoll
h und glich vollkommen der Erscheinung bei Kamenz; nur
en dort die Lichtchen weit zahlreicher. Ein Forthüpfen hat
gel nie bemerkt; es hatte aber, wenn ein Flämmchen erlosch,
l ein anderes an einer anderen Stelle erschien, das Ansehen, als
sie sich bewegten. Vogel erwähnte noch ausdrücklich, dass die
i ihm gesehenen Irrlichter weder der Flamme selbstentzündlichen
osphorwasserstoffgases noch der der Sumpfluft ähnlich gewesen
n.

Einiges davon Abweichende bieten die Beobachtungen, welche
odor List [1]) aus Lauterbach in Oberhessen zwischen Oberweg-
th und Steinbach im Grossherzogthum Hessen in den ersten
gen des October 1859 machte. Das Fuldathal war mit sehr
weren weissen Nebeln bedeckt und stark riechende feuchte mo-
ge Dünste erfüllten die Luft. Bei hellem Mondschein sah List
m zwei Schritt vor sich neben der Chaussee ein Flämmchen.
i er auf dasselbe zuschritt, verschwand es. Doch dauerte es
ne Secunde, als er ein zweites, drittes etc. bemerkte. Alle
mmchen blieben ruhig an einem Platze stehen. Doch musste
sich ihnen sehr behutsam nähern, wenn sie nicht verlöschen
llen; auch musste er jeden Luftzug vermeiden. Bei grosser Vor-
ht konnte er sich bis 1 $^1/_2$ Fuss Entfernung über sie herabbeugen.
i waren Flämmchen von der Grösse eines Hühnereies, die ganz
hig auf und zwischen den Grashalmen standen. Die meisten
llen grünlich-weisses Licht mit ziemlich hellem Glanze. Etliche

[1]) Poggend. Ann. Bd. CVIII. S. 656.

Male konnte List mit der Hand in die Flamme greifen, spürte aber nichts von Hitze. Bewegte er aber dabei nur einen Finger, so verschwanden sie. Manche entstanden mit einer Art Knall, gleich dem, den man beim selbstentzündlichen Phosphorwasserstoffgase vernimmt. Die Luft war ganz ruhig. Länger als 1 bis $1^1/_2$ Minuten hielt selten ein Flämmchen aus. [1])

302. Es lag nahe, im Hinblick auf die Entstehung der Irrlichter an phosphorescirende Gasströme (phosphorhaltiges Wasserstoffgas) zu denken, die nicht als eigentliche Flammen, sondern durch die mit der gewöhnlichen Oxydation des Phosphors verbundene Lichtentwickelung die Erscheinung bedingen würden. Die letztere kann aber eine gewisse Mannigfaltigkeit schon dadurch gewinnen, dass jene Gasströme an verschiedenen Stellen in ungleicher Menge, oder mehr oder weniger ununterbrochen hervortreten. Indessen mag die Erscheinung hie und da auch durch das selbstentzündliche Phosphorwasserstoffgas veranlasst werden, da man dieses an den Orten, wo Irrlichter erscheinen sollen, in Folge der Fäulniss organischer Materie zu erwarten hat. Die Meinung Volta's, dass die Irrlichter von Kohlenwasserstoffgas (Sumpfluft), das durch einen elektrischen Funken entzündet werde herrühren möchten, erscheint als völlig unzulässig, da gar nicht abzusehen ist, wie die der Erde etwa inwohnende Elektricität zu einer solchen Spannung, wie sie zum Hervorbrechen elektrischer Funken erforderlich ist, gelangen kann, zumal unter den örtlichen Verhältnissen, an welche das Auftreten der Irrlichter geknüpft sein soll. Eben so wenig möchte aber bei dem in Rede stehenden Phänomen an eine elektrische Lichterscheinung, nach Art der St. Elmsfeuer, zu denken sein.

Wir lassen noch die Mittheilung einiger anderer Beobachtungen über Irrlichter folgen. Nach dem Bericht von de la Selve [2]) sah man am 22. December 1839 des Abends, bei gelindem, aber regnichtem Wetter, zu Fontainebleau in mehreren Strassen phosphorische Flammen aus schlammigen Pfützen aufsteigen. Diese Flammen bewirkten bei ihrem Austreten aus dem Wasser, aus welchem sie aufzusteigen schienen, ein Knistern. Ueberall, wo man die Er-

---

[1]) Bez. einer zu Beerbach (in Baiern) beobachteten Irrlichterscheinung s. Poggend. Ann. Bd CI. S. 158.

[2]) Compt. rend. T. X. p. 202; Physik. Lex. von Marbach, fortg. von Cornelius. Bd. IV. S. 140.

scheinung beobachtete, war die Luft mit einem starken Phosphorgeruch erfüllt, selbst bis zu einem ziemlichen Abstande von den Pfützen, aus denen die Flammen hervortraten. Je mehr man das Wasser umrührte, desto häufiger zeigte sich der phosphorige Schimmer.

Mitunter mögen vegetabilische (und vielleicht auch animalische) Stoffe in einem gewissen Stadium der Fäulniss vermöge der ihnen eigenthümlichen Phosphorescenz; mag diese nun in einer langsamen Verbrennung oder in einer blossen Molecularbewegung begründet sein, irrlichtartige Erscheinungen bedingen. Chladni[1]) sah 1781 an einem warmen Sommerabend kurz nach einem Regen in einem Garten bei Dresden viele leuchtende Punkte im Grase hüpfen, welche sich nach der Richtung des Windes bewegten und deren einige sich an die Räder des Wagens setzten. Dieselben flohen bei der Annäherung und es war schwer, sie zu erhaschen; gelang es aber, so zeigten sie sich als kleine gallertartige Massen, dem Froschlaich oder gekochten Sagokörnern ähnlich. Sie hatten weder einen bemerklichen Geruch noch Geschmack und schienen modernde Pflanzentheile zu sein. So soll auch, nach einer Bemerkung von Dechales, einst Fludd, als er ein Irrlicht verfolgt und niederdeschlagen hatte, eine schleimige Substanz wie Froschlaich gefunden haben.

Von wieder anderer Art sind einige Irrlichter, die Filopanti[2]) zu Bologna beobachtete, — Erscheinungen, die auf blos phosphorescirende Gasströme nicht zurückgeführt werden können. Das eine Mal sah Filopanti eine Flamme aus der Erde bis zu einer gewissen Höhe aufsteigen und mit einem kleinen Knall verschwinden. Eine andere Flamme wurde in horizontaler Richtung vom Winde über einen Fluss getragen. Zum dritten Male war es eine Flamme, von Gestalt und Farbe einer gewöhnlichen, oben mit einem Rauche, welche langsam von Süd nach Nord fortschritt, aber die Richtung änderte, wenn man sich ihr näherte. Werg, welches um einen Stock gewickelt hineingehalten wurde, entzündete sich mit Leichtigkeit. Die Ueberreste des Werges rochen nicht nach Phosphor, sondern verriethen einen gewissen schwachen Geruch, der an etwas Schwefelartiges oder Ammoniakalisches erinnerte. Die Flamme zeigte sich in der Nähe einer Hanfröste in der Parochie St. Donino.

---

[1]) Ueber den Ursprung einiger Eisenmassen. 1794. S. 384.

[2]) Annali di fisica. 1841. Vol. III. p. 86; Poggend. Ann. Bd. LVI. S. 350.

Man erkennt, dass man auf Grund der mitgetheilten Beobachtungen verschiedene Arten von Irrlichtern zu unterscheiden hat, deren wahre Natur nur auf dem Wege der Beobachtung näher erforscht werden kann, wobei aber experimentale Hilfsmittel nicht fehlen dürfen.

Sechstes Kapitel.

Wetteranzeigen.

303. Die wissenschaftliche Meteorologie hält sich fern von allen meteoromantischen Gedankenflügen; ihre Aufgabe ist zunächst keine andere, als die wirklich beobachteten Erscheinungen unserer Atmosphäre auf klar erkannte physikalische Principien zurückzuführen. Dasselbe gilt auch von den besonderen Witterungsverhältnissen, die sich während eines bestimmten Zeitabschnittes kundgeben; die Meteorologie sucht zu ihnen, nachdem sie bereits erfahrungsmässig vorliegen, die Ursachen. Die Meteoromantie aber, d. i. die Kunst das Wetter vorherzusagen, muss schliesslich auf eine völlig ungesuchte Weise aus den streng meteorologischen Untersuchungen hervorgehen, oder in ihrer Nichtigkeit zu Tage treten. Vielleicht verhält sich die Meteoromantie zur Meteorologie, wie einst das Bemühen, das Perpetuum mobile zu entdecken, zur wissenschaftlichen Mechanik, die endlich erkannte, dass eine solche Einrichtung zu den Unmöglichkeiten gehört, und durch diese Erkenntniss doch auch einen wissenschaftlichen Fortschritt gewährte. Doch „*omne simile claudicat.*“

Von besonderer Wichtigkeit würde die Meteoromantie für die gemässigte Zone sein, wo die Witterungsverhältnisse eine Veränderlichkeit zeigen, von der man in vielen Gegenden der Tropenzone nichts weiss. Die Ursache davon liegt, wie wir wissen, in den Windverhältnissen, deren besonderer Charakter für Orte in der gemässigten Zone ausser von den bekannten Hauptfactoren noch von mancherlei Nebeneinflüssen bedingt ist, die in Rücksicht ihres causalen Zusammenhanges und ihrer numerischen Bedeutung noch vol-

lig unbestimmt sind. Von der Witterung der Gegenwart auf die der entfernteren Zukunft zu schliessen, bietet die Meteorologie fast gar keine Anhaltspunkte, obschon es ihr ohne Zweifel gelungen ist, eine grosse Menge atmosphärischer Erscheinungen durch Zurückführung auf bestimmte physikalische Gesetze zu erklären, und zum Theil auch in ihrer Wechselbeziehung zu erkennen. Anzeigen für das unmittelbar bevorstehende Wetter gibt es sehr viele, und von ihnen soll hier zunächst die Rede sein.

304. In erster Reihe gedenken wir der Barometerschwankungen, welche mit der Drehung des Windes verknüpft sind. Wir wissen, dass unsere Witterungsverhältnisse grösstentheils durch zwei sich abwechselnd verdrängende Luftströme, den Polar- und Aequatorialstrom, herbeigeführt werden. Der Ostwind ist der östlich abgelenkte Polarstrom; seine Verdrängung durch den Aequatorialstrom ist mit einem Fallen des Barometers verbunden, welches die Ankunft dieses Stromes in den oberen Schichten der Atmosphäre schon verräth, wenn unten die Windfahne noch ruhig nach Ost zeigt. Während des Verdrängens dreht sich der Wind durch SO. nach Süd. In Folge der Axendrehung der Erde wird aber der Südstrom allmälig nach W. abgelenkt; d. h. der Wind dreht sich durch SW. nach West. Ist nun der Westwind herrschend geworden und wird derselbe dann durch einen neuen Polarstrom verdrängt, so wird dieser als der kältere, schwerere Strom das Barometer zum Steigen bringen. Der Wind dreht sich durch NW. nach N. Der herrschend gewordene Polarstrom wird aber wegen der Axendrehung der Erde wieder zum Ostwind (s. S. 171 f.).

Da nun mit dieser Drehung des Windes auch das Hervortreten wässeriger Niederschläge in bestimmter Weise verknüpft ist, so erhellt sofort eine gewisse Beziehung zwischen den Schwankungen des Barometers und den Witterungsverhältnissen. Indessen ist die öfter ausgesprochene Regel, dass das Barometer vor dem Regen falle, allgemein genommen falsch; richtig ist sie nur in Bezug auf die Zeit, während welcher der Wind von NO. durch Ost nach S. geht; hier fällt das Barometer allerdings vor dem Regen, der durch den leichteren mit Wasserdampf beladenen Aequatorialstrom gebracht wird. Anders verhält es sich auf der Westseite, wo wässerige Niederschläge bei dem Verdrängen des westlichen Stromes durch den nördlichen entstehen können. Hier wird das Barometer während des Regens steigen. Das Barometer sinkt überhaupt bei östlichen,

steigt bei westlichen Winden; es fällt also vor dem Regen bei herrschendem Ostwinde, und steigt während des Regens bei herrschendem Westwinde.

Auf solche Weise lösen sich die Widersprüche, zu welchen die Barometerbeobachtungen in Hinsicht auf das Wetter führten, indem man die Phänomene der Ostseite nicht von denen der Westseite unterschied. Diese Unterscheidung wurde zuerst mit der nöthigen Präcision von Dove [1]) vollzogen.

Bekanntlich dreht sich der Wind nicht immer continuirlich durch die Windrose, sondern springt namentlich auf der Westseite, zwischen W. und S., häufig zurück (S. 171 ff.). Da jedoch wegen der gesetzmässigen Drehung jedes Zurückspringen durch ein Vorgehen compensirt werden muss, so wird ein Fallen des Barometers mit Westwind auf neuen Regen deuten, indem der Gang nach Norden hin wieder durchgemacht werden muss, worin zugleich ein Grund für die Häufigkeit der Niederschläge auf der Westseite liegt. Dauernder Regen ist, wie Dove bemerkt, nicht Ein Niederschlag, sondern die häufige Wiederholung derselben Erscheinung, die sich in Bezug auf die Windfahne darstellt als eine continuirliche Abwechselung zwischen W. und SW., in Beziehung auf das Barometer als ein fortwährendes Schwanken (zwischen Steigen und Fallen).

Nicht selten lässt sich bemerken, dass das Barometer, wenn nach unbeständiger Witterung der Westwind herrschend geworden, noch auf einem verhältnissmässig tiefen Stande beharret, während sich zugleich der Himmel mehr und mehr aufhellt. Mit hereinbrechendem Nordwinde folgt dann bei steigendem Barometer eine Trübung und wässeriger Niederschlag, der jedoch bald vorübergeht, falls das Barometer in Folge des herrschend werdenden Nordwindes im Steigen begriffen bleibt. Wenn dagegen nach anhaltend trockner Witterung das Barometer bei herrschendem Ostwinde fällt, so sieht man bald auch Federwolken (Cirri) als Anzeige des schon in der Höhe waltenden Südstromes. Gleichwohl kann es noch mehrere Tage hell bleiben, indem die oben entstandenen Dünste sich in den tieferen trockneren Luftschichten wieder auflösen; erst dann, wenn der herrschend gewordene Aequatorialstrom die Atmosphäre in den Zustand der Sättigung übergeführt hat, erfolgt Regen.

[1]) Poggend. Ann. Bd XIII. S. 805.

306. Mit Rücksicht auf die Temperaturverhältnisse, welche den sich wechselnd verdrängenden Winden verknüpft sind, er- en sich noch folgende, von Dove [1]) hervorgehobene Sätze.

Zuvörderst sei erinnert, dass auf der Westseite der Windrose kälterer Wind auf einen wärmeren, auf der Ostseite hingegen wärmerer auf einen kälteren folgt. Auf der Westseite tritt der ere Wind (Polarstrom) zuerst unten ein und verdrängt den vor- wehenden südlichen Wind von unten nach oben, auf der Ost- e tritt der (Aequatorialstrom) zuerst oben ein und verdrängt den her wehenden nördlichen von oben nach unten. Zugleich nimmt Geschwindigkeit des Verdrängens auf der Westseite von S. nach allmälig ab, auf der Ostseite hingegen von N. nach S. immer r zu. Auf der Westseite verdrängt der schwerere nördliche d den südlichen rascher, als auf der Ostseite dieser jenen.

Im Winter folgt nun auf der Westseite der Windrose Schnee Regen, auf der Ostseite Regen auf Schnee.

Schnee mit Westwinden deutet auf den Eintritt neuer Kälte rch den Polarstrom), Schnee bei Ostwinden auf Milderung der- en (durch den Aequatorialstrom).

In Hinsicht auf die unregelmässigen Veränderungen lauten e Sätze: Schnee mit fallendem Barometer wird Regen, Regen steigendem Barometer wird Schnee. Schnee mit steigendem ometer zeigt neue Kälte an, Schnee mit fallendem eine Mässi- g derselben.

Eine nach dem Regen erhöht bleibende Temperatur wird im- neuen Regen anzeigen; „denn auf der Ostseite ist sie das ge- mässige Ueberhandnehmen des südlichen Windes, auf der West- e ist sie ein Zurückspringen (von W. nach S.), das durch ein es Vorgehen oder einen neuen Niederschlag wieder compensirt den muss."

Bei jedem Winde steht das Barometer während des Regens er dem mittleren Stande, der dem Winde entspricht. Dove er- t dies vornehmlich aus dem Uebereinanderwehen verschiedener de. Da nämlich auf der Westseite der Windrose der kältere d unten zuerst als schwererer einfällt, der wärmere auf der Ost- e den kälteren von oben herab allmälig aufwickelt, so wird bei

[1]) Poggend. Ann. Bd. XIII. S. 805; Meteorol. Unters. S. 196 ff.

dem Regen im Mittel unten ein Wind sein, dessen barometrischer mittlerer Werth grösser ist. als der des oben wehenden. Es wird also der Barometerstand während des Regens niedriger sein als der barometrische Werth des Windes überhaupt, da das Verdrängen während des Regens am raschesten geschieht, der nördliche Strom also unten wenig mächtig ist. „Die Grösse des barometrischen Abstandes eines Regenwindes von seinem allgemeinen Mittel wird sich also richten nach dem Verhältniss der barometrischen Werthe der Winde unter einander und der Geschwindigkeit des Ueberganges. Da nun im Winter die barometrischen Unterschiede der Winde am grössten sind und eben deswegen der Uebergang der südlichen in die nördlichen und umgekehrt am raschesten erfolgt, so wird die Differenz zwischen dem Regenmittel eines Windes und dem allgemeinen Mittel da am grössten sein. Die Form des Niederschlages ist aber in höheren Breiten im Winter Schnee. Das Barometer wird also bei Schneefällen am tiefsten unter dem allgemeinen Mittel stehen. Kommt aber Schnee und Regen in demselben Durchgange durch die Windrose vor, so entspricht der Regen dem tieferen Stande".

Ausserdem wurde von Dove für den tieferen Barometerstand während des Regens noch eine zweite, allen Niederschlägen gemeinsame Ursache hervorgehoben, nämlich das Herausfallen des Wasserdampfes, der, so lange er gasförmig ist, den Druck auf das Quecksilber des Barometers vergrössert.

Das Tiefstehen des Barometers bei dem SW. ist, nach Dove, dadurch erklärlich, dass die Niederschläge des Verdrängens hier die seltneren sind, im Vergleich mit denen, welche durch die Condensation des dem Aequatorialstrome beigesellten Wasserdampfes herbeigeführt werden, indem dieser Strom bei seinem weiteren Fortrücken nach Norden allmälig an Dampfcapacität verliert (S. 315 f; 323 f)

Erinnert sei noch, dass im Winter wegen des grösseren thermischen Gegensatzes des Polar- und Aequatorialstromes die mit dem Wechsel dieser Ströme verknüpften Aender ngen der meteorologischen Instrumente bestimmter als im Sommer hervortreten.

306. Es ist nicht zu verkennen, dass die Beachtung des von Dove festgestellten Drehungsgesetzes im Verein mit den Anzeigen des Barometers der Beurtheilung über den Charakter des nächst bevorstehenden Wetters einige sichere Anhaltspunkte gewährt. Be-

merkenswerth ist, dass schon Sturm und Lampadius, die beide jenes Gesetz empirisch erkannten, von demselben zum Behufe meteoromantischer Bestimmungen Gebrauch machten. Der erstere [1]) sagt, nachdem er sich über die gesetzmässige Drehung des Windes im Sinne S. W. N. O. S.) ausgesprochen: Auf diese Weise hätten wir denn einen Weg gefunden, auf welchem wir ohne weitere Hilfsmittel kommende Witterungsänderungen wenigstens für die nächstfolgenden Tage vorherwissen, ja ohne häufige Fehler zu begehen, vorhersagen können, welches wir alles durch vielfache Versuche bestätigt gefunden haben. Lampadius [2]) gibt von dem Wechsel der Windesrichtung und den damit verknüpften Aenderungen des Barometers folgende Beschreibung, hinsichtlich deren zu bedauern ist, dass sie nicht alsbald eine grössere Beachtung von Seiten der Witterungsbeobachter gefunden hat. „Wie ausserordentlich verändert sich sind nicht die Winde in Deutschland! Ich habe indess doch an ihnen zuweilen eine Art periodischen Gang bemerkt. Es ist folgender: Ich nehme an, es wehe Südwind bei heiterem Wetter. Das Barometer fällt, die Luft trübt sich und es stellt sich Regen ein. Während dessen geht der Wind in West über. Es regnet noch fort und das Barometer steigt. Der Wind wird NW. Das Wetter geht in Strichregen über. Es wird kälter. Noch immer steigt das Barometer und der Wind wird Nord und Nordost. Nun hat das Barometer seinen höchsten Stand erreicht. Der Himmel ist heiter und es herrscht die höchste des Jahres mögliche Kälte. Es wird Ostwind, das Barometer fällt ein wenig. Aber noch bleibt das Wetter heiter. Der Wind dreht sich nach SO. und noch fällt das Barometer. Die Wärme nimmt wieder zu. Nun geht der Wind in Süd, und die Wärme erreicht ihren der Jahreszeit angemessenen höchsten Grad; das Barometer fällt, und nun sind wir auf den ersten Punkt zurückgekommen. Es gibt in jedem Jahre mehrere solcher Perioden zu jeder Jahreszeit. Zuweilen dauert die ganze Drehung einige Wochen, zuweilen nur einige Tage. Sehr selten springt der Wind auf einer solchen Tour zurück. Ueberhaupt sind alle Drehungen häufiger bei uns von der linken zur rechten Seite um den Horizont und überhaupt ist der Südwind am seltensten. Es

[1]) Physica electiva sive hypothetica. (1722) t. 2.

[2]) Systematischer Grundriss der Atmosphärologie. 1806. S. 189.

gibt hier gewiss eine wirkende Hauptursache, die aber durch so manche Zufälligkeiten verhüllt wird."

Eine aufmerksame Beobachtung des Barometers wird bei gleichzeitiger Beachtung des gerade herrschenden Windes in vielen Fällen das nächst bevorstehende Wetter richtig erkennen lassen. Im Hinblick auf den täglichen Gang des Barometers, wonach dasselbe beim Zustande regelmässiger Witterung jeden Tag ungefähr 9 Uhr Morgens um ½ bis 1 Linie steigt, und gegen 3 Uhr Nachmittags ungefähr um eben so viel fällt, stellte Muncke [1]) die Regel auf, dass kein Regen zu erwarten sei, so lange das Steigen des Morgens stattfinde, wohingegen solcher sicher an demselben Tage erfolgen werde, wenn das Barometer anstatt zu steigen zu jener Zeit falle. Zu dieser Regel ist neuerdings auch Helmes [2]) durch seine Beobachtungen gekommen. Derselbe bemerkt noch, dass schon um Mittag und noch früher Regen (Schnee und Thauwetter im Winter) zu erfolgen pflege, wenn das plötzliche (oder unregelmässige) Fallen des Barometers in den Vormittagsstunden bei herrschendem Westwinde geschehe. Ereigne es sich bei herrschendem Ostwinde, so finde ganz dasselbe statt, nur gewöhnlich etwas später und nicht so sicher. In letzterem Falle wird nämlich der Regen durch den Aequatorialstrom gebracht, welchen das Barometer durch sein Fallen oft mehrere Tage voraus anzeigt. Wenn aber das Barometer, wie es heisst, bei herrschendem Westwinde fällt und dann alsbald Schnee und Thauwetter (im Winter) erfolgt, so kann sich dies wohl nur auf ein Zurückspringen des Windes (zwischen W. und S.), also auf ein neues Hereinbrechen des Aequatorialstromes beziehen.

Im Hinblick auf die täglichen, regelmässigen Schwankungen des Barometers sagt O. Eisenlohr [3]): Werden dieselben in unseren Gegenden, namentlich im Sommer, bemerkbar, indem das Barometer Nachts etwas steigt, bei Tage aber wieder eben so viel fällt, so ist gewöhnlich anhaltendes helles Wetter zu erwarten; sonst haben dieselben nur insofern Einfluss, dass ein schwaches Steigen

---

[1]) Gilb. Ann. Bd. LXV. S. 212.

[2]) Das Wetter u. die Wetterprophezeihung. Ein Cyclus meteorolog. Vorträge für Gebildete. Hannover 1858. S. 246.

[3]) Untersuchungen über den Zusammenhang des Barometerstandes mit der Witterung im Winter. Nach vieljährigen in Karlsruhe angestellten Beobachtungen. 1852. S. 9.

es Barometers im Vormittag, und ebenso ein schwaches Fallen esselben im Nachmittag gewöhnlich ohne Bedeutung ist; dauert ber das Fallen des Barometers Vormittags fort, so folgt ein tiefer Stand und nasses Wetter; dauert dagegen das Steigen des Nachnittags fort, so folgt ein hoher Stand des Barometers und helles Wetter.

Eisenlohr hebt ausdrücklich hervor, dass nicht allein das Steigen und Fallen des Barometers und der dadurch erreichte hohe oder tiefe Stand desselben mit der Witterung im Zusammenhange stehe, sondern dass zugleich von grosser Bedeutung sei: die längere oder kürzere Dauer, so wie der Grad der Schnelligkeit des Steigens und Fallens, ferner die Aufeinanderfolge der Schwankungen des Barometers, und hauptsächlich die Witterung, bei welcher eine Veränderung des Barometerstandes eintritt. Nach diesen Beziehungen hin hat denn Eisenlohr den Zusammenhang des Barometerstandes mit der Witterung im Winter genauer untersucht.

Dass Sturmwinden ein starkes Fallen des Barometers vorausgehen pflegt, haben wir bei Betrachtung der Stürme näher besprochen. Ungewöhnliche Schwankungen des Barometerstandes bekunden immer Störungen im Gleichgewicht der Atmosphäre, selbst wenn am Beobachtungsorte nichts von ihnen wahrzunehmen ist; seitlich sind sie dennoch vorhanden. Ein auffälliges Beispiel hierfür bietet der December des Jahres 1856. In diesem Monate folgten sich ausserordentliche Schwankungen des Barometers so schnell, wie selten [1]). Das letztere fiel an einigen Stationen bis auf 9‴ unter das monatliche Mittel, um nach drei Tagen wieder bis auf 10‴ über dasselbe zu steigen, und bald folgten Nachrichten von zahlreichen Schiffbrüchen an der englischen Küste. Ein sehr plötzliches Steigen des Barometers, bemerkt Dove, lässt darauf schliessen, dass beide Luftströme, der Aequatorial- und Polarstrom, sich gerade entgegengerichtet stauen, und dass daher bei dem gewaltsamen Durchbruche des einen dieser Ströme Sturm zu erwarten ist [2]).

---

[1]) Dove, Ueber das Klima des preussischen Staates. 1857.

[2]) Einige vergleichende Betrachtungen über die Beziehung der Intensität und Richtung des Windes mit den gleichzeitigen Barometerschwankungen hat Buys-Ballot (Compt. rend. T. XL V. p. 765) angestellt. Zu Gröningen und Helder (in den Niederlanden) sind nämlich registrirende Windmesser im Gebrauche, welche von Stunde zu Stunde Richtung und Stärke des herrschenden Windes (letztere in Kilogrammen auf den

307. Sichere Anzeigen bevorstehender Witterungsänderung bieten zum Theil auch die Wolken. Die Cirri (Federwolken) sind, wie schon hervorgehoben, Anzeigen des in der Höhe angekommenen Aequatorialstromes, und deuten insofern auf Regen, der jedoch so lange noch nicht eintreten wird, als die Federwolken noch fein und zart (mit scharfen Umrissen) und ihre Gestalt öfter wechselnd erscheinen. Werden dieselben aber zahlreicher, dichter und verwaschener, so dass sich der Himmel bezieht, so deutet dieses auf ein baldiges Herabkommen des Aequatorialstromes mit Regen. Am westlichen Himmel erscheint dann auch der Cirrostratus in Gestalt einer Wolkenbank, die gegen den Horizont hinab tief graublau und höher hinauf mehr oder minder weiss aussieht. Allmälig verbreitet sich diese Bildung über den ganzen Himmel. Die untergehende Sonne erscheint durch den Cirrostratus blutroth, wo es denn zu erwarten steht, dass der Regen noch während der Nacht oder doch am folgenden Tage eintreten wird. Die sog. Windbäume, gebildet durch vielfach verästelte Federwolken, welche nach einer Seite spitz zulaufen, zeigen mit ihren Spitzen meist nach der Richtung hin, woher der Aequatorialstrom kommt.

Quadratmeter) angeben. Buys-Ballot verglich nun die Angaben dieser Instrumente mit den gleichzeitigen Veränderungen des Barometerstandes in Helder, Gröningen und Mastricht, und kam zu folgenden Sätzen, die zunächst für die Niederlande Geltung haben. 1) Wenn der Unterschied der gleichzeitigen Barometerstände auf 8 Stunden geringer ist als 2 Millimeter, so ist man ziemlich sicher, dass es in den nächsten 24 Stunden weder einen Sturm noch einen Wind, stärker als 30 Kilogramm auf den Quadratmeter, geben wird. 2) Wenn der Unterschied 2mm bis 4mm beträgt, so wird der Wind die Stärke von 40 Kilogramm wahrscheinlich nicht übersteigen. 3) Wenn aber der Unterschied über 4mm steigt, so wird er unter 5mal einmal 30 Kilogramm, und einmal unter 10 Fällen sogar 40 Kilogramm übersteigen. 4) Der Fall, wo das Barometer zu Helder oder Gröningen höher steht, ist zu trennen von dem, wo es zu Mastricht höher ist. In jenem Falle weht der Wind fast ohne Ausnahme von Westen. Nur die Ausnahmetage, wo zwischen Helder und Mastricht ein grösserer Unterschied als 5mm vorkommt, sind die Tage der Gefahr. Blos 2mal unter 77 Fällen, wo zwischen Helder und Mastricht mehr als 4mm Unterschied war, überschritt der Wind die Stärke von 40 Kilogrammen. 5) Steht umgekehrt zu Mastricht das Barometer höher als zu Helder, so weht der Wind von West gegen Nord, und in 131 Fällen, wo dieser Unterschied mehr als 9mm beträgt, ist die Windstärke 19mal von 30 auf 40 Kilogr. angewachsen und ausserdem 18mal noch über 40 Kilogr. Wenn also zu Mastricht die Barometerschwankungen stärker sind als zu Helder, so wird unter 4 Fällen einmal der Wind heftig. Ein starker Wind wird daher durch grosse Unterschiede in den gleichzeitigen Barometerständen (verschiedener Orte) angekündigt.

Ist unter den zuvor bemerkten Umständen Regen entstanden, so lassen sich nicht selten zwei Wolkenschichten erkennen. Die durch den Aequatorialstrom zunächst veranlassten Cirri verwandeln sich nämlich beim Niedersinken in den Cirrostratus; es wird dann auch in den tieferen Schichten durch Erkaltung eine Condensation des Wasserdampfes und demzufolge eine cumulusartige Wolkenbildung bewirkt, die bald in die eigentliche Regenwolke übergeht. Die auf solche Weise in den tieferen Schichten der Atmosphäre entstandenen Wolken bewegen sich öfter mit grosser Schnelligkeit unter der Cirrostratusdecke fort. Gewöhnlich dauert unter diesen Umständen das regnerische Wetter längere Zeit an. — Das „sog. Brechen der Wolken", worunter man bekanntlich ein eigenthümliches Verschwinden (Zerreissen) der Wolkenbildung versteht, ereignet sich bei der Drehung des Windes nach Norden, und ist ein Zeichen des von unten nach oben zur Herrschaft gelangenden Nordwindes, der heiteres Wetter bringen wird.

Insgemein schreibt man dem gegen Abend fallenden Regen eine längere Dauer zu als dem Morgenregen, wofür man einen Grund findet in der nächtlichen Kühle, durch welche die Condensation der atmosphärischen Wasserdämpfe befördert wird, wohingegen die Tageswärme eine Verdünnung der Wolken bewirkt. Ein hiermit wahrscheinlich in Zusammenhang stehender Vorgang lässt sich im Sommer oft mehrere Tage hintereinander beobachten. Man sieht nämlich zur Zeit des Sonnenaufganges den Himmel völlig bedeckt; dabei regnet es heftig. Nach einiger Zeit jedoch hört der Regen auf, während der Himmel noch mit einer Wolkenschicht bedeckt erscheint. Bald entstehen in der letzteren Lücken; es bilden sich allmälig Cumulostrati oder Cumuli, so dass man zur Zeit der grössten Tageswärme nur Cumuli gewahrt. Mit abnehmender Tageswärme bezieht sich aber der Himmel von Neuem; derselbe erscheint nach Untergang der Sonne wieder ganz bedeckt, und die Nacht bringt neuen Regen. Offenbar ist hier die erwärmende Kraft der Sonne, indem diese höher steigt, ausreichend, die Dunstbläschen einer Wolkenschicht dergestalt zu verdünnen, dass sich der Himmel aufhellt und nur noch Cumuli erscheinen lässt. Die Atmosphäre bleibt jedoch ihrem Sättigungspunkte nahe; daher mit abnehmender Tageswärme eine neue Condensation des Wasserdampfes bis zu einem wässerigen Niederschlage in der Nacht herbeigeführt werden kann.

308. Die so häufig während unseres Sommers sichtbare Haufenwolke (cumulus) ist bekanntlich die Wirkung der von der Erdoberfläche aufsteigenden Luftströme. Die isolirt schwebende Haufenwolke bekundet das Uebergewicht dieser Ströme über den Einfluss der sonstigen Winde. Indem mit steigender Sonne der vertikale Luftstrom zur Entwickelung gelangt, entstehen auch die Cumuli gegen Morgen und häufen sich nach dem Mittag hin immer mehr an. Sobald aber dieser Strom nach dem Maximum der Tageswärme an Intensität abnimmt, senken sich die Cumuli herab und lösen sich in den unteren noch wärmeren Schichten der Atmosphäre auf. Wenn also die Cumuli gegen Abend verschwinden, so ist dies ein Zeichen, dass die Luft noch von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist; daher denn auch das Wetter noch gut bleiben wird. Dagegen ist ein Niederschlag zu erwarten, wenn die Cumuli sich gegen Abend nicht auflösen, indem dies anzeigt, dass die Atmosphäre mit Wasserdämpfen gesättigt ist. Man sieht dann auch zuweilen ein Lichtmeteor, das als sog. Wasserziehen der Sonne bekannt ist. Indem nämlich die Sonne durch einige Lücken des Gewölkes hindurchscheint und die Atmosphäre beleuchtet, entstehen helle Streifen oder Säulen (sog. Dämmerungsstrahlen), die, wenn die Sonne ein wenig über dem Horizont steht, dem Anscheine nach von derselben ausgehen, hingegen, wenn die Sonne ein wenig unter dem Horizont steht, sich bogenförmig in die Atmosphäre erheben und hinter dem Gewölke gegen die Sonne hin zu vereinigen scheinen. Seltner ereignet es sich, dass man Strahlen sieht, die von einem der Sonne gerade entgegengesetzten Punkte des Firmamentes auszufahren scheinen, aber immer viel schwächer sind als die zuvor erwähnten, obwohl sie mit diesen gleiche Ursache haben. Die von der Sonne ausgehenden, nach der entgegengesetzten Seite des Firmaments parallel unter einander hinfahrenden Strahlen werden durch Reflexion an den Dünsten der unteren Luftregion ebenso sichtbar, wie die Lichtstrahlen in einem dunklen Zimmer durch Reflexion an den feinen, in der Luft schwebenden Stäubchen. Die Convergenz jener Strahlen beruht auf einer bekannten optischen Täuschung.

Indessen ist das Wasserziehen der Sonne keineswegs ein stets sicheres Vorzeichen von Regen. Nur wenn sich dabei in der Höhe Spuren von Cirris oder in der Tiefe Cumulostrati zeigen, scheint

nan mit einiger Sicherheit Regen oder ein Gewitter (letzteres nicht nmer an Ort und Stelle) erwarten zu dürfen.

Ein meist sicheres Zeichen bevorstehenden Regens ist es, enn der Stratus (die Schichtwolke) gegen Morgen nicht verschwin- et und ein bleiches Morgenroth bewirkt.

Bedeutsam ist ferner die Wolkenbildung an Berggipfeln. Wenn n der Wetterseite (woher der Regen bringende Aequatorialstrom ommt) die Gipfel der Berge von Wolken eingehüllt werden, so er- artet man Regen, dagegen wieder heiteres Wetter, sobald sich iese Gipfel wieder unbewölkt zeigen. Auf niedrigeren Gebirgen eutet die einmal eingeleitete Wolkenbildung auf eine bereits in der iefe stattgehabte Feuchtigkeitszunahme hin, so dass ein Nieder- chlag wahrscheinlich wird; daher denn solche Gebirge hie und da ls bestimmte Wetteranzeiger dienen. Auf Hochgebirgen kann hin- egen eine hochaufsteigende Spitze zum Entstehen einer Wolke nlass geben, die bei dem Fortziehen über der erwärmten Boden- äche des Vorlandes sich wieder auflöst.

309. Bekanntlich deutet man, und zwar mit Recht, einen og. fallenden Nebel auf einen heiteren Tag, einen sog. steigenden lebel hingegen auf einen trüben. In jenem Falle ist nämlich die uft noch fern von ihrem Sättigungspunkte. Der Nebel erlangt eine bedeutende Höhe. Bei steigender Sonne erhöht sich die Tem- eratur der unteren Luftschichten; ihre Dampfcapacität nimmt zu. ie Luft wird in vertikaler Richtung durchsichtiger, während der Nebel unten in Folge vermehrter Dampfentwickelung noch eine Zeit ng andauert. Es hat den Anschein, als ob der Nebel falle, — in Anschein, der insofern auf einen heiteren Tag hindeutet, als ben die Luft noch nicht mit Wasserdämpfen gesättigt ist, und aher den unten entwickelten Nebel mit steigender Temperatur asförmig in sich aufnehmen kann. Ist dagegen die Luft ihrem ättigungspunkte nahe, so wird der Nebel als solcher sich in der- elben behaupten und in vertikaler Richtung eine bedeutende Höhe ewinnen. Zwar wird er in den unteren Luftschichten dünner erden und selbst verschwinden, indem dieselben mit steigender onne von Seiten der Erdoberfläche beträchtlich erwärmt werden, ber oben wird er sich erhalten, und überdies durch die mit der rwärmten Luft aufsteigenden Dämpfe noch vermehrt werden. Un- er diesen Umständen haben wir also einen sog. steigenden Nebel, er allerdings auf einen trüben Tag hindeutet.

310. Fernere Anzeigen des bevorstehenden Wetters gewähren alle Erscheinungen, die eine Zu- oder Abnahme der Luftfeuchtigkeit bekunden. Bezüglich der unteren Luftschichten gehören hierher die Angaben des Hygrometers oder Psychrometers. Für eine Zunahme der Luftfeuchtigkeit spricht das sog. Brauen der Berge, nämlich das Erscheinen von Nebeln über Quellen und sonstigen feuchten Stellen, indem die hier aufsteigenden Wasserdämpfe nicht mehr als gasförmig in der Atmosphäre bestehen können; ebenso das sog. Rauchen der Wälder, das Niederschlagen des Rauches aus Schornsteinen, das Beschlagen der Steine und Mauern mit Feuchtigkeit, das Nachlassen steifer Papiere, das Zerfliessen der Salze, u. dergl. m.

Ist die Luft sehr durchsichtig und erscheinen darum entfernte Gegenstände sehr nahe, so ist dies ein Zeichen, dass die Luft viel gasförmigen Wasserdampf enthält. Es hängt nämlich die Durchsichtigkeit der Atmosphäre sowohl von der Menge als von dem Aggregatzustande des in derselben enthaltenen Wassers ab. Im vollkommenen Gaszustande macht letzteres, nach der gewöhnlichen physikalischen Meinung, die Luft um so durchsichtiger, in je grösserer Menge es derselben beigesellt ist. Im Zusammenhange mit dieser grösseren Durchsichtigkeit der Luft steht auch die stärker erwärmende Kraft der Sonne, daher man auch das sog. Stechen der Sonne als Vorzeichen einer Wetteränderung betrachtet. Eben hierher gehört die ungewöhnliche Heiterkeit des nächtlichen Himmels, bei welcher selbst die kleineren Sterne sichtbar werden. Dagegen ist der Duft, der sich an den Höhen lagert und die Fernsicht beschränkt, ein Zeichen atmosphärischer Trockenheit.

Eine sehr reichliche Thaubildung kann zwar davon herrühren, dass die Atmosphäre viel gasförmigen Wasserdampf enthält, ist aber noch kein Zeichen bevorstehenden Regens, der eher bei gänzlichem Ausbleiben des Thaues zu erwarten ist, indem dies ein Zeichen von trüber Luft oder von der Ankunft eines Windes ist, der Feuchtigkeit mit sich führt, also den Himmel bedeckt und dadurch die zur Thaubildung erforderliche Wärmeausstrahlung behindert, welche letztere bei sehr heiterem Himmel am besten von Statten geht, und daher auch dann, wenn die Atmosphäre nicht mit gasförmigem Wasserdampf gesättigt ist, zu einer reichlichen Thaubildung Anlass geben kann.

Auf wässerige Niederschläge deutet ferner, wenn die Gestirne,

sbesondere die Sonne, sehr blass, roth oder unter auffälliger
'olkenerscheinung aufgehen, was meist auf den Regen bringenden
equatorialstrom hinweist, selbst wenn in der unteren Region noch
recter Ostwind herrscht. Dasselbe gilt auch von einem trüben
nnenuntergang, namentlich wenn die Sonne, in Folge eines Cirro-
ratus, blutroth erscheint (S. 542.), oder wenn feine Cirri, welche
m Himmel ein sehr mattes Ansehen geben, eine röthlich graue
bendröthe bilden, in welcher abwechselnd glänzende dunkelrothe
:ellen in graue übergehen und durch welche man die Sonne kaum
:merken kann.[1]) Dagegen lässt ein reines (orangefarbenes) Abend-
th den Fortbestand guter Witterung hoffen, da es die Anwesen-
:it feiner Dunstbläschen voraussetzt, die auch bei heiterem Wetter
der Atmosphäre existiren können, und sich wohl zur Zeit des
nnenunterganges und während der Nacht durch Abkühlung der
rde und Luft vermehren, aber am folgenden Morgen mit steigen-
:r Sonne wieder auflösen werden. Anders ist es mit dem Morgen-
th, namentlich dem feurigen Aussehen des Morgenhimmels. Dies
:kundet einen Ueberschuss von Feuchtigkeit, nämlich von Dunst-
äschen, welche durch die erwärmende Kraft der höher steigenden
nne nicht mehr vollständig in die Gasform übergeführt werden
nnen; daher ein solches Aussehen des Morgenhimmels auf baldi-
n Regen hinweist.

311. Als sichere Vorzeichen von Wind und Niederschlägen
lten insgemein auch die Höfe um Sonne und Mond. Bekanntlich
hren die kleinen Höfe (Kränze) von in der Atmosphäre schweben-
n Dunstbläschen her; namentlich sind dieselben bedingt durch
inne fedrige Schicht- oder Haufenwolken, die sich allmälig zu
nem feinen Ueberzuge verdichten und dem Himmel ein weissliches
nsehen geben. Die Höfe sind in diesem Falle Anzeigen des herab-
mmenden Aequatorialstromes, der jedoch nicht allemal Regen
ingt. Die grossen Höfe, wie auch die Nebensonnen und Neben-
onde, sind an die Existenz dünner Dunstschichten, welche aus
iskrystallen bestehen, geknüpft (S. 494 f.) und deuten daher im
Winter auf Schneewetter.

Den Regenbogen betrachtet man meist als ein Vorzeichen
esserer Witterung. Doch hat man demselben auch, je nachdem
r am östlichen oder westlichen Himmel auftritt, eine verschiedene

[1]) Kämtz, Meteorol. III. S. 65

Deutung gegeben. Am Abend soll er auf heiteres, am Morgen aber auf regnerisches Wetter hindeuten. In jenem Falle kommt nämlich der Regenbogen an einer östlichen, in diesem an einer westlichen Regenwolke zur Erscheinung. Insofern diese Wolken mit dem Aequatorialstrome (resp. Westwinde) im Zusammenhange stehen, finden wir es sehr wahrscheinlich, dass derselbe die am westlichen Himmel bereits sichtbare Wolkenbildung auch uns zuführen wird, wogegen die östliche Regenwolke (und somit der östliche Regenbogen am Abend) vielleicht ein Zeichen sein mag, dass der Westwind erst bei seinem weiteren Fortschreiten nach Osten durch Verminderung seiner Dampfcapacität zu wässerigen Niederschlägen Anlass geben kann.

Um beurtheilen zu können, ob ein Niederschlag als Wirkung oder Folge eines bestimmten Zustandes der Dünste, so weit derselbe durch ein Lichtmeteor angezeigt wird, angesehen werden könne, suchte K. Fritsch [1]) jenen Theil (die normale Summe) des Niederschlages zu bestimmen, welcher auf Rechnung der übrigen dabei wirksamen Potenzen zu schreiben ist, und verglich dann mit diesem Theil die Mengen des Niederschlages jener Tage, an welchen Lichtmeteore erschienen, oder der darauf folgenden Tage. Eine hiernach von Fritsch berechnete Tafel soll Aufschluss geben, um wie viel Procent im Falle der Erscheinung eines Lichtmeteors die Menge des Niederschlages kleiner oder grösser ist, als die normale. Das Resultat dieser Untersuchung, die sich indess bezüglich der Lichtmeteore nur auf sechsjährige vollständige Beobachtungen stützt, lautet dahin, dass weder die Höfe um Sonne und Mond, noch die Lichtkränze des Mondes als Vorzeichen von Niederschlägen gelten können, wohl aber die Nebensonnen. Die Erscheinung des Wasserziehens der Sonne deutet, nach Fritsch, sogar entschieden auf eine Verminderung der Niederschläge hin, dagegen der Regenbogen eher auf eine Vermehrung, was jedoch noch einer Bestätigung durch länger fortgesetzte Beobachtungen bedürfe. Bei den Nebensonnen ergab sich, so weit sie als Vorboten von Niederschlägen gelten, eine Abhängigkeit von der Jahreszeit, welche mit dem jährlichen Gange der Windstärke in Verbindung zu stehen scheint, so dass die Wahrscheinlichkeit im Herbste, wo die Atmosphäre in der Regel am ruhigsten, am grössten, im Winter hingegen, wo das Gegentheil

[1]) Sitzungsber. d. kais. Akad. in Wien. Bd. IX. S. 549.

stattfindet, am geringsten ist. Man kann hieraus folgern, bemerkt Fritsch, dass zur vollständigen Ausbildung der Nebengestirne eine ruhige Atmosphäre erfordert werde und dass die Höfe nur deshalb die Meinung, dass sie Vorboten von Niederschlägen seien, nicht bestätigen, weil die Dünste, denen sie ihre Entstehung verdanken, sehr häufig durch Luftströme hinweggeführt werden.

Es wäre wohl zu wünschen, dass bei Beobachtung der Lichtmeteore im Hinblick auf wässerige Niederschläge auch die übrigen meteorologischen Elemente, insbesondere die Windverhältnisse, eine möglichst genaue Beachtung finden möchten.

312. Plötzliche Aenderungen in der Stärke und Art der Luftelektricität sind sicher mit Witterungsänderungen verknüpft, aber meist dergestalt, dass diese schon sichtbar sind, während sich jene darbieten. So beobachtet man, wie wir gehörigen Orts hervorgehoben haben, Uebergänge aus dem positiven in den negativ elektrischen Zustand, wenn Gewitterwolken heranziehen. Plötzliche Verminderung der gewöhnlich positiven Luftelektricität deutet auf Wind und sogar auf wässerige Niederschläge, wie man denn auch öfter Anzeigen negativer Elektricität bemerkt, wenn der Wind von Ost schnell durch SO. nach S. übergeht und der zuvor klare Himmel sich bald mit Wolken bedeckt.

313. Neuerdings hat man auch den elektrischen Telegraphen in das Bereich der Meteoromantie gezogen, nämlich so, dass man mittelst desselben von den erkannten Anzeigen eines bevorstehenden atmosphärischen Ereignisses sofort anderen Orten Nachricht gibt. Dass in dieser Beziehung der Telegraph einen besonderen Nutzen gewähren kann, unterliegt keinem Zweifel. So wurde ein Sturm, der neuerdings an der englischen Küste wüthete, von der meteorologischen Station in London richtig vorhergesehen. Drei Tage lang schickte man nach allen Häfen die telegraphische Depesche: „Drohende Anzeichen eines Sturmes aus Südwest. Gebt überall hin Allarmzeichen". Gleichwohl geschah viel Unheil, weil die Seefahrer diese Warnung unbeachtet liessen.

314. Die bisher aufgeführten Wetteranzeigen beziehen sich auf die nächst bevorstehende Witterung oder doch auf solche, welche nach Verlauf weniger Tage zu erwarten ist [1]). Bekanntlich hat

[1]) Anzeigen des unmittelbar bevorstehenden Wetters gewähren auch manche Thiere. So weiss man, dass die Schwalben bei bevorstehendem Regen sehr nie-

man aber auch eine Menge von Wetterregeln, die Auskunft über die Witterung einer entfernteren Zukunft enthalten. Es wird dann

---

drig fliegen, indem sie, wenn die oberen Luftschichten schon feucht geworden, den Insekten (Mücken) in die untersten, noch trocknen und wärmeren Luftschichten nachziehen. Unter denselben Umständen tauchen die Fische häufig auf, um die über dem Wasser schwebenden Insekten zu fangen. Von den Schnecken wird erzählt, dass sie bei bevorstehendem Regen an Steinen und Bäumen emporkriechen, und von den Grillen und Heuschrecken, dass sie unter Blättern und in hohlen Bäumen Schutz suchen. Die Anzeigen des in der Gefangenschaft lebenden Laubfrosches haben sich als sehr unsicher erwiesen. In besonderem Ansehen als Wetterpropheten stehen dagegen die Spinnen (Haus- oder Winkelspinne und Kreuzspinne). Für die Richtigkeit ihrer Angaben ist in neuerer Zeit namentlich Voigt (Lehrbuch der Zoologie. 1838. Bd. IV. S. 125) aufgetreten. Den physiologischen Grund findet derselbe in dem Doppelverhältniss eines dicken, feuchten Bauches und zarter langgestreckter Gliedmaassen. Die einen Theile seien thermometrisch für Wärme und Kälte, die anderen hygrometrisch für Trockenheit und Feuchtigkeit empfindlich. Daher sei es erklärlich, dass die Spinne ihre Beine bald weit hervorstrecke, bald einziehe, oder dass sie webe, um sich ihres Ueberflusses zu entledigen, und umgekehrt nicht webe. Auch weiterhin werde sich hiernach ihr Gefühl von Hunger und Durst, Ruhe und Thätigkeit richten, und die sich schon vorbereitenden Veränderungen der Atmosphäre wahrnehmen, um sich danach zu stellen. Aus diesen Angaben Voigt's vermögen wir allenfalls zu entnehmen, dass die Spinne, indem sie den Eindrücken der sich vorbereitenden Aenderungen der Atmosphäre nachgibt, durch ihr Benehmen wohl Hindeutungen auf das zunächst bevorstehende Wetter, nicht aber auf das einer fernern Zukunft gewähren kann. — Voigt empfiehlt, möglichst alte und grosse Spinnen zu wählen, dieselben zwar öfter zu beobachten, aber ihnen nicht zu nahe zu kommen, damit sie nicht in ihren Verrichtungen gestört werden. Nach des Genannten Beobachtungen deutet nun auf schönes Wetter: wenn es viele Kreuzspinnen gibt, und wenn dieselben ins Grosse arbeiten; wenn sie in der Nacht ein neues Gewebe verfertigen; ebenso wenn die Winkelspinnen in den Häusern in ihrem Gewebe den Kopf zeigen und die Füsse weit hervorstrecken. Auf veränderliches Wetter deutet, wenn es nur wenig Kreuzspinnen gibt, oder wenn diese nur schwach und im Kleinen arbeiten; auf Regen, wenn die Kreuzspinnen gar nicht spinnen und die Winkelspinnen sich im Gewebe umkehren und die hintere Extremität zeigen. Gewitter wird angezeigt, wenn die Kreuzspinnen ihr schönstes Gewebe zerreissen und sich oben in einem Winkel verbergen; in analoger Weise auch Wind, der jedoch bald nachlassen soll, wenn nur ein Drittel oder Viertel des Netzes plötzlich zerrissen wird. Kälte im Winter bedeutet es, wenn die in den Wohnungen überwinternden Winkelspinnen hervorkommen, stark hin und her rennen, um die bestgelegenen schon fertigen Gewebe kämpfen und sie in Besitz nehmen; wenn sie ganz neue Gewebe spinnen, oder wenn sie in der Nacht mehrere Gewebe übereinander verfertigen.

Wetterregeln, die man aus dem Leben der Pflanzen hergeleitet, wie z. B. die, dass es einen gelinden Winter bedeute, wenn die Bäume früh ihr Laub verlieren, haben sich als völlig unrichtig erwiesen. Wie von den Thieren, so gilt es

is dem gegebenen Witterungscharakter einer Jahreszeit, eines Mo-ates oder wohl nur eines Tages auf die Witterungsverhältnisse der lgenden Jahreszeit geschlossen. Die Erfahrung hat zur Genüge e Nichtigkeit fast aller dieser Regeln dargethan [1]), deren Mehrzahl m wissenschaftlichen Standpunkte schon darum ohne Weiteres zu rwerfen ist, weil die darin in meteoromantische Beziehung ge-tzten Momente nachweislich in keinem bestimmten causalen sammenhange miteinander stehen. Die Meteorologie wird sich rerst noch begnügen müssen. die in einem Zeitabschnitte bereits hrgenommenen Witterungszustände auf ihre Ursachen zurückzu-hren, was namentlich durch gleichzeitige Beobachtungen auf einem öglichst ausgedehnten Gebiete erreicht werden kann. Dabei ist er zu beachten, was Dove [2]) hervorgehoben hat, dass nämlich das obachtete mit den mittleren Werthen, welche demselben Zeit-ume in einer längeren Jahresreihe entsprechen, zu vergleichen i, da das blosse Ueberschicken direct beobachteter Werthe ver-ittelst des Telegraphen wenig fruchten könne. Die Kenntniss der ittleren Werthe muss entscheiden, ob das Beobachtete eine beson-re Beachtung verdient oder in den Kreis des Gewöhnlichen fällt.

Da die beiden Hauptluftströme, der Aequatorial- und Polar-om, das Bedingende unserer Witterungsverhältnisse sind, so er-nnt man, dass die Voraussage der Witterungszustände einer be-mmten Jahreszeit mit der Voraussage der Windverhältnisse zu ser Zeit im Wesentlichen zusammenfällt. — Das längere Behar-n eines jener Ströme verleiht der Witterung einen beständigen arakter, wogegen öfteres Wechseln derselben eine grosse Verän-rlichkeit der Witterungsverhältnisse mit sich führt. Ein dauern-s Vorherrschen des Nordstromes bedingt strenge Winter und ckne warme Sommer, anhaltendes Vorherrschen des Südstromes

---

ch mehr von den Pflanzen, dass sie immer nur den Eindrücken des jedesmal ttfindenden Witterungszustandes folgen (s. Helmes, das Wetter und die Wetter-ophezeihung etc. S. 239). Damit hängt es denn auch zusammen, dass manche lanzen, wie die grosse Eberwurz, ihre Kelche schliessen, oder, wie viele Oxalisar-, ihre Blätter falten, oder wie das gemeine Hungerblümchen die Blätter herabbei-n, wenn am Himmel ein Gewitter grollt; u. dgl. m.

[1]) s. Eisenlohr, Untersuchungen über die Zuverlässigkeit und den Werth r gebräuchlichen Wetterregeln, namentlich der Bauernregeln und Loostage, nach n zu Carlsruhe angestellten Beobachtungen.

[2]) Poggend. Ann. Bd. CV. S. 495.

hingegen milde Winter und kühle, nasse Sommer. Die öfter ausgesprochene Meinung, dass auf einen strengen Winter ein heisser Sommer, auf einen milden Winter ein kühler Sommer folgen müsse, ist unbegründet. Der erste Fall würde fast für das ganze Jahr ein Vorherrschen des Nordstromes, der zweite aber beinahe für das ganze Jahr ein Vorwalten des Südstromes erfordern. Je nach dem charakteristischen Sinne, in welchem diese beiden Ströme beim Eintritt einer neuen Jahreszeit und während derselben vorzugsweise wechseln, wird der Charakter der Witterung sich gestalten.

Nach O. Eisenlohr [1]) lässt sich, wenn im Winter der mittlere Barometerstand längere Zeit, d. h. wenigstens einen Monat lang sehr hoch oder sehr tief ist, mit Rücksicht auf die dabei herrschende Witterung, häufig die Beschaffenheit der folgenden Monate und Jahreszeiten beurtheilen, wobei jedoch eine grosse Unsicherheit nicht zu verkennen ist, obschon hier, im Hinblick auf den Zusammenhang des Barometerstandes mit den Windverhältnissen, die Möglichkeit einer solchen Beurtheilung theoretisch nicht ganz in Abrede gestellt werden kann.

Auf einem anderen Wege suchte Wolfers [2]) einige Anhaltspunkte zu gewinnen, um im Voraus auf den Verlauf der einzelnen Winter zu schliessen. Zu diesem Behufe ward von demselben zunächst die Frage erörtert, ob die Vertheilung der hohen und niedrigen Temperatur in den strengen Wintern sich charakteristisch unterscheide von der in nicht strengen Wintern. Alsdann wurde untersucht, ob ein verhältnissmässig kleiner anfänglicher Theil der strengen Winter sich ebenfalls charakteristisch von dem entsprechenden Theile der nicht strengen unterscheide. Hierin nun eben glaubt Wolfers ein Moment gefunden zu haben, aus dem man auf den Verlauf des ganzen Winters schliessen könne, natürlich nur im Ganzen, nicht aber auf die Temperatur an einzelnen bestimmten Tagen.

315. Manche Wetterregeln drücken ein thatsächliches Verhältniss aus und sind insofern von Bedeutung. Dahin gehört z. B. der Spruch: „Wenn die Tage langen, kommt der Frost gegangen",

---

[1]) Unters. über d. Zusammenh. des Barometerst. mit d. Witt. im Winter. S. 111.

[2]) Betrachtungen über die letzten 18 Winter in Berlin: Poggend. Ann. Bd. XCIII. S. 180 ff.

as meteorologisch besagen will, dass dem jährlichen Gange der ärme gemäss das Minimum der letzteren nicht zur Zeit des kürsten Tages, sondern durchschnittlich später im Januar und mitter auch erst im Februar eintritt. Der Spruch: „Sanct Georg nd Marc's (23. und 25. April) dräuen noch viel Arg's" soll sich ahrscheinlich auf die häufigen Rückfälle der Kälte gegen Ende pril oder Mitte Mai beziehen [1]). Dass auf milde Winter noch lte Frühlingstage folgen, ist eine bekannte Erfahrung. Die Milde nes Winters ist, wie wir wissen, vornehmlich durch das Vorherrhen des Aequatorialstromes bedingt. Natürlich wird dadurch auch e erwärmende Wirkung der höher steigenden Sonne, beim Beinne des Frühlings, begünstigt, während sich in nördlichen Genden mit strengem Winter, zumal wenn hier in Folge der Schneehmelze ein grosser Theil der von der Sonne herrührenden Wärme rbraucht wird, eine niedrige Temperatur behauptet. Daher muss ch die Wärmedifferenz beider Gegenden im Laufe des Frühlings eigern und dem entsprechend auch die Druckdifferenz der über iden liegenden Luftmassen. Der Druck der Luft über den kälten Örten wird endlich das entschiedene Uebergewicht erlangen, nd daher die kältere, schwerere Luft von hier in die verdünnte r bereits wärmeren Gegenden eindringen. Auf solche Weise hat an sich im Allgemeinen die Rückfälle der Kälte in unserem Frühge zu erklären. Charakterisirt in dieser Beziehung sind die Tage s 12., 13. und 14. Mai: die drei sog. Eismänner: Pankraz, Serz und Bonifaz, gefürchtet besonders in den Gegenden, wo zu dier Zeit die Entwickelung der Pflanzen schon bis zu einem gewisn Grade vorgeschritten ist.

Erkennbar ist die Erscheinung eines Rückfalles der Kälte im ai, mehr oder minder auffällig, fast durch ganz Europa. Aus einer n Dove gegebenen Zusammenstellung fünftägiger Wärmemittel für rschiedene Orte folgt, dass in Europa in der ersten Hälfte des hres die Wärme weniger regelmässig zunimmt, als sie in der deren Hälfte abnimmt. Eine andere von Dove [2]) aufgestellte Ta-

---

[1]) Auf einer richtigen erfahrungsmässigen Grundlage beruht auch der Spruch: or Johanni bete um Regen, nach Johanni kommt er ungebeten", der sich auf sere, meist nach Johanni eintretende, Sommerregenzeit bezieht (s. S. 324).

[2]) Ueber die Rückfälle der Kälte im Mai. Aus den Abhandlungen der k. ad. d. Wissensch. zu Berlin 1856. Berlin 1857. Es findet sich in dieser Schrift

fel, welche die Temperatur-Zunahmen und Abnahmen von Tag zu Tag im ganzen Monat (Mai) für Stationen, bezüglich deren längere Beobachtungsreihen vorlagen, enthält, lässt für die aufgeführten Orte die Rückfälle der Kälte in diesem Monate deutlich erkennen. Vollkommen regelmässig tritt die Erscheinung im mittleren Deutschland hervor, so dass das Minimum der Wärme im Mittel auf den 12. Mai fällt. Im westlichen Europa treten die Rückfälle früher als im östlichen ein. Die fünftägigen Wärmemittel von Bogoslowsk, Catharinenburg, Slatust, Ust, Sisolsk und Archangel geben einen Rückfall erst vom 18. bis 23. Mai, und weiter östlich zeigt sich derselbe in den gleichzeitigen Beobachtungen von Barnaul noch später.

316. Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, dass diese Rückfälle der Kälte im Mai ihren Grund in Luftströmungen haben; doch ist die abkühlende Ursache, wie Dove nachgewiesen hat, häufig nicht im Norden Europas, sondern an einer andern Stelle zu suchen. Derselbe weist darauf hin, dass ein kaltes Frühjahr in Europa vorzugsweise dann einem milden Winter folgt, wenn in Nordamerika der Winter streng war. Nachdem Polarströme im Winter über Amerika lange Zeit dem Aequator zugeflossen sind, während Aequatorialströme über Europa hin dem Pole zuströmten, muss die kalte Luft jener endlich die Wärme dieser erniedrigen, und daher einen Nachwinter bringen, indem der als Nordwest einfallende kalte Strom, den Südwest verdrängend, eine schnelle Drehung nach Nordost beschreibt, wo dann der südliche Strom durchbrochen wird und auf die Westseite des Polarstromes zu liegen kommt. Eine Bestimmung der mittleren Windesrichtung für die einzelnen Monate hat in Hinsicht auf Europa und Nordamerika ergeben, dass dieselbe dort in den Wintermonaten auf die Südwestseite, in den Sommermonaten auf die Nordwestseite, in Amerika aber umgekehrt in den Sommermonaten mehr auf die Südwestseite, in den Wintermonaten mehr auf die Nordwestseite fällt. Die Frühlingsmonate stellen nun, wie Dove hervorhebt, den Wendepunkt dar; hier wird in Europa die südwestliche Windesrichtung durch eine nordwestliche verdrängt, in Amerika die nordwestliche durch eine südwestliche. Die Polarströme, welche also im Winter vorwaltend über Amerika dem Aequator zuströmen, wählen vom Früh-

---

u. A. auch eine reichhaltige Zusammenstellung älterer und neuerer Beobachtungen über die in Rede stehende Erscheinung.

ling an ein anderes Bett über Europa hin; daher die Häufigkeit des Einbrechens neuer Kälte in Europa.

Die im Februar besonders im Staate New-York heftige Kälte steigert, indem sie im März mehr in die inneren Staaten nach Wisconsin und Minnesota vordringt, noch ihre Intensität, und bildet einen höchst auffallenden Gegensatz gegen die gleichzeitig hohe Wärme in Europa. Die Küsten Europa's und das am weitesten westlich vorspringende Maine bilden, nach Dove, die Uebergänge aus dem warmen in den kalten Strom, während in Europa Galizien, Schlesien und Ostpreussen die Mitte des warmen bezeichnen. Die in Island im April steigende, aber auf dem Continent in Amerika abnehmende Kälte zeigt, dass der Polarstrom nun plötzlich seine Richtung verändert und in den warmen europäischen Continent einbricht, so dass nun im Mai Europa kälter wird als Amerika.

Indessen kann auch, wie Dove ferner bemerkt, ein kalter nordasiatischer Winter in ähnlicher Weise auf einen gleichzeitig warmen europäischen im Frühjahr zurückwirken, so wie auch, wenn die Ströme mehr als Ost und West nebeneinander gelegen, oder die polare Luft durch entgegenwehende Südwinde gestaut worden ist, ein nördlich relativ kalter Winter (in Europa) auf einen südlich gelegenen relativ warmen. Welcher von diesen Fällen der wirklich stattfindende war, muss in jedem besonderen Jahre durch Darstellung der vorhergehenden Witterungsverhältnisse empirisch festgetellt werden.

317. Für die Rückfälle der Kälte im Mai 1859 hat man auf Grund von Witterungsberichten, welche während dieses Monates täglich um 7 Uhr Morgens auf telegraphischem Wege von verschiedenen Orten Europas auf der Pariser Sternwarte einliefen, die abkühlende Ursache im Norden angenommen. Während die Wärme im SW. Europas ziemlich rasch gegen Norden vorrückte, beharrte die Kälte im NO. und im nördlichen Asien, was denn zu einer gewaltsamen Ausgleichung durch das Hereinbrechen eines Polarstromes führen musste. Jene Berichte wurden von P. Zech in einer Sitzung der Gesellschaft für vaterländische Naturkunde in Würtemberg mitgetheilt und von ihm zum Behufe einer Erläuterung des in Rede stehenden Gegenstandes benutzt. Nach denselben herrschte in den ersten Tagen des Mai (1859) Frühlingswetter in ganz Europa, das Thermometer stand (des Morgens) zwischen 10° und 16° C., das Barometer etwas unter dem Mittel, der Wind war schwach,

der Himmel meist bedeckt. Nur in Petersburg war es auffallend kalt: 2° gegen 9° in Stuttgart, 11° in Paris, 15° in Turin. Am 3. und 4. Mai begann der Nordwind den Südwind zu verdrängen, zuerst in Oberitalien, wo derselbe in der warmen feuchten Luft bedeutende Niederschläge verursachte. Erst gegen Ende der Woche am 8. und 9. Mai zeigte sich der Nordwind in Würtemberg mit steigendem Barometer und langsam sinkendem Thermometer. Am 8. Mai trat zu Petersburg plötzlich ein übermässiger Luftdruck ein und stieg an den folgenden Tagen bis zu 7 Linien über dem Mittel. Zugleich wurde in Würtemberg der Nordstrom immer stärker, der Himmel heiter, die Temperatur sank bedeutend, in der Nacht vom Pankratius auf Servatius bis auf 4 Grad. Auch in Petersburg zeigte sich jetzt der Nordwind, der aber am 15. Mai, wie es heisst, in Westwind überging; zugleich stieg das Thermometer und das Barometer erreichte überall seinen normalen Stand.

Die Rückfälle werden hier, wie Zech richtig erläuterte, durch einen sog. Aspirationswind gebracht, indem die durch die Wärme in SW. Europa's stark aufgelockerte Luft einen verdünnten Raum bietet, in welchen die kältere, schwerere Luft eindringt, und zwar die zunächst angrenzende kältere, so dass der also veranlasste Nordstrom zuerst in den südlichen, später in den nördlicheren Gegenden auftritt. Dieser Strom verbreitet sich, begünstigt durch den hohen Luftdruck im Norden, bis nach Petersburg und wahrscheinlich noch weiter nach Norden. Unter gewissen Umständen wird aber diese Ausgleichung um so stürmischer sein, je später sie eintritt, da bei steigender Sonne Wärme und Kälte einander immer näher rücken, mithin die Druckdifferenz der ungleich temperirten Luftmassen sich immer mehr steigert. Doch ereignen sich die Rückfälle selten später als Mitte Mai. Einen späten und starken Rückfall zeigte das Jahr 1833. In Petersburg, erzählt Dove [1]), war am 8. und 9. Mai noch Frost, aber in Arys, wo noch am 15. das Minimum fast den Frostpunkt erreichte, stieg das Thermometer am 18. schon auf 22,7°, in Breslau auf 23,2°, in Krakau auf 25,6°; in Berlin hatte man am 16. schon 23,3°, in Danzig am 13. 21,4°. Bei Budweis in Böhmen blühte bereits der Roggen an einzelnen Stellen, und in Krumau standen am 13. alle Fruchtbäume in voller Blüthe. In der

[1]) Ueber die Rückfälle der Kälte im Mai. Berlin 1857.

Sonne stand das Thermometer 29,6° in Prag, 26,2° in Landskron. In England war vom 12. bis 17. die Hitze bei vollkommen heiterem Wetter ohne Beispiel. In Twaite stieg die Wärme am 17. auf 33,8° im Schatten, und schon am 4. stand das Thermometer in der Sonne 36°. Am 30. Mai aber zeigte das Thermometer in Breslau nur 4,2°, in Berlin 4,4°, in Böhmen reifte es am 31. Mai und 1. Juni an vielen Orten, in Krumau schon am 29., doch ohne Schaden, da die Kornblüthe bereits vorüber war. Dagegen wurden im Jahre 1832 die Nachtfröste vom 14. und 15. Mai im mittleren Deutschland sehr verderblich. — Dove hat es wahrscheinlich gemacht, dass grosse Rückfälle der Kälte in Europa nach milden Wintern ihren Entstehungsgrund seitlich (in Amerika), nach strengen hingegen nördlich haben.

318. Man wird aus dem Gesagten erkannt haben, dass die in Rede stehende Erscheinung aus den Luftströmungen der Atmosphäre, wie sie durch local hervortretende grosse Wärmeunterschiede bedingt werden können, sehr wohl erklärbar ist, und dass umgekehrt solche Strömungen wieder einen Temperatur ausgleichenden Einfluss üben. An eine kosmische, der Erde nicht angehörige, periodisch wiederkehrende Ursache ist bei diesem Phänomen nicht zu denken. Wir haben früher (S. 50) erwähnt, dass A. Erman [1]) in Hinsicht auf die Rückfälle der Kälte im Mai auf die Asteroiden (Sternschnuppenkörper) der Novemberperiode reflectirte, die sich in jedem Jahre um den 11. Mai zwischen der Sonne und der Erde auf dem Radiusvector der letzteren befinden und daher zu dieser Zeit der Erde einen Theil der erwärmenden Sonnenstrahlen entziehen sollen. Erman sah sich gezwungen, die Ursache in dem nicht zur Erde gehörigen Weltraume zu suchen, da die Erscheinung an den verschiedensten, von einander entfernten Punkten unseres Planeten bemerkbar werde. Indessen ist die Erscheinung keineswegs, wie es eine kosmische Ursache erfordern würde, gleichartig. Aus mehreren Tafeln, worin Dove [2]) die Rückfälle der Kälte, dargestellt in fünftägigen Wärmemitteln, auf eine doppelte Weise zusammengestellt hat, einmal nämlich in den einzelnen Jahren für jeden Ort, und dann gleichzeitig in demselben Jahre für verschiedene Orte, geht hervor, dass die Rückfälle nie gleichzeitig überall auftreten, und ebensowenig an be-

[1]) Poggend. Ann. Bd. XLVIII. S. 582.
[2]) a. c. O.

stimmte Epochen geknüpft sind, so dass erst im längeren Jahresmittel die Zeit sich kenntlich macht, welche für eine gegebene Localität den Eintritt derselben wahrscheinlicher macht, als zu anderen Zeiten. Ganz dasselbe ergibt sich, wenn man die einzelnen Tage betrachtet. Steigert sich die Temperatur ungewöhnlich, so ist ein Rückschlag fast mit Sicherheit zu erwarten. In Jahren, wo die bekannten kritischen Tage (des Mai) sehr heiss sind, trifft dann die Abkühlung auf einen späteren Zeitraum. Ein Beispiel dazu lieferte das Jahr 1833, wovon bereits (S. 556) die Rede war.

319. Wie der Einfluss der Asteroiden und der ihnen verwandten Massen, so erscheint auch der Einfluss der übrigen kosmischen Körper auf unsere Witterungsverhältnisse als ein sehr problematischer. Dies gilt auch in Ansehung des Mondes, obwohl demselben ein gewisser Einfluss auf die Ereignisse in unserer Atmosphäre nicht abgesprochen werden darf. Es liegt der Gedanke nahe, dass der Mond durch seine Anziehung wie im Meere, so auch in der Atmosphäre eine Fluth und Ebbe bewirke; allein schon die Rücksicht auf die gasförmige Beschaffenheit der Atmosphäre und auf die von der Sonnenwärme herrührenden Bewegungsursachen müssen diese atmosphärische Ebbe und Fluth als sehr geringfügig erscheinen lassen. Dass die täglichen regelmässigen Schwankungen des Barometers nicht von der Anziehung des Mondes herkommen, ist erwiesen, wie sich denn dieselben auch, ganz abgesehen von diesem Einflusse, recht gut erklären lassen (S. 383 ff.). Natürlich müssten die Wendestunden in der täglichen Periode des Luftdruckes, wenn sie von der Anziehung des Mondes herrührten, von der Stellung des letzteren zur Erde abhängen. Nach einer Berechnung von Laplace [1]) kann jedoch die atmosphärische Ebbe und Fluth nur sehr unmerklich sein; merkliche Schwankungen der Atmosphäre unter dem anziehenden Einflusse des Mondes und der Sonne können nur als secundäre Erscheinungen, nämlich als Wirkungen in Folge der regelmässigen Schwankungen des Meeres, betrachtet werden. Erleidet die Atmosphäre, vermöge einer Anziehung der Lufttheilchen durch den Mond, eine Erhebung über ihre gewöhnliche Grenze, so wird dadurch allerdings ihre Schwere, d. h. das Bestreben der Lufttheilchen, nach der Erde hin zu fallen, vermindert, womit denn auch

[1]) Ann. de chim. et de phys. T. XXIV. p. 281; — Poggend. Ann. Bd. XIII. S. 318. — Mecanique celeste. T. V. p. 287; Connaissance des tems. 1836.

a verminderter Druck auf das Quecksilber des Barometers, also a verringerter Barometerstand gegeben ist. Indessen berechnete aplace, gestützt auf eine Reihe von 4752 Beobachtungen, die wähnd 8 Jahren in Paris angestellt waren, dass die Grösse der atmohärischen Mondsfluth nicht mehr als 0,0556 Millimeter betragen nne. Bouvard [1]) benutzte zu demselben Behufe, um die mittleren arometerstände bei den Syzygien (Neu- und Vollmond) und den uadraturen zu bestimmen, von den Pariser Beobachtungen eine eihe von 12 Jahren, welche 8940 Beobachtungen enthalten, und hielt nach der von Laplace aufgestellten Formel zur Berechnung er Wirkung des Mondes auf die Atmosphäre die Grösse der Fluth = 0,01763 ^{mm}, woraus Bouvard entnahm, dass für die Breite von aris der Einfluss des Mondes auf die Atmosphäre als unmerklich ngesehen werden könne.

Weiter wurde der Gegenstand von O. Eisenlohr [2]) verfolgt, er hierzu 32144 Pariser Beobachtungen aus einem Zeitraum von 2 Jahren verwendete. Derselbe bestimmte die mittleren Barometerstände der 24 Mondstunden für die verschiedenen Jahreszeiten nd das ganze Jahr, sämmtlich corrigirt nach den Tagesstunden und uch nach den Mondphasen. Die Absicht dieser Correctionen ging ahin, den Einfluss der täglichen regelmässigen, von der Sonnenärme herrührenden, Aenderungen des Barometerstandes zu beseigen, wie auch den Einfluss derjenigen Schwankungen, welche mit em synodischen Umlaufe des Mondes im Zusammenhange stehen önnen. Hiernach fällt nun der höchste Barometerstand im ganzen ahre auf die 4. Stunde nach der oberen Culmination (Meridianurchgang) des Mondes, und der tiefste auf die 7. Stunde nach der nteren Culmination desselben. Indessen ergab sich weder eine einfache, noch eine doppelte Periode des Fallens und Steigens, überhaupt keine regelmässige Ebbe und Fluth, zu erkennen. Anderweitige von Eisenlohr vorgenommene Combinationen des vorhande-

---

[1]) Mém. de l'Acad. roy. des sci. T. VII. p. 267; Poggend. Ann Bd. XIII. S. 137. — Vgl. auch Flauguergues: Bibl. univ. Avril 1829. p. 265. Kastner's Archiv. Bd. XVII. S. 32; Poggend. Ann. Bd XII. S. 308.

[2]) Ueber den Einfluss des Mondes auf die Witterung nach Karlsruher Beobachtungen: Poggend. Ann. Bd. XXX. S. 72; über d. Einfluss d. Mondes auf d. Barometerstand u. die Regenmenge nach 27jährigen Beobachtungen zu Strassburg: ebenda Bd. XXXV. S. 141 u. 309; Unters. üb. d. Klima von Paris u. d. vom Monde bewirkte atmosphärische Ebbe u. Fluth: ebenda Bd. LX. S. 161..

nen Beobachtungsmaterials führten ebenfalls zu keinem sicheren Ergebniss, so dass es derselbe zur Zeit für unmöglich hält, über das Dasein und die Grösse einer atmosphärischen, aus den Schwankungen des Barometers erkennbaren Mondsfluth zu entscheiden.

320. Auch der Einfluss, welchen der synodische Umlauf des Mondes (von einem Neumond zum andern) auf den Barometerstand mit sich führen soll, ist noch nicht genügend festgestellt. Nach Untersuchungen von Kreil [1]), Bouvard und Eisenlohr, die sich auf mehr als zwanzigjährige Beobachtungen zu Viviers, Strassburg, Karlsruhe und Paris stützen, steht das Barometer am Tage des zweiten Octanten im synodischen Laufe des Mondes am niedrigsten, am Tage des letzten Viertels hingegen am höchsten. Die nachstehende von Eisenlohr [2]) auf Grund seiner neuesten Untersuchungen entworfene Tabelle gibt die mittleren Barometerstände der acht Mondphasen vom ganzen Jahre in Millimetern über 750^{mm} für Paris, Strassburg und Karlsruhe.

Phase.	Paris.	Strassburg.	Karlsruhe.
Neumond	6,081	1,521	4,212
1. Octant	5,696	1,231	4,369
Erstes Viertel	5,833	1,201	3,282
2. Octant	5,833	0,634	2,590
Vollmond	5,995	1,642	3,363
3. Octant	5,862	1,468	3,882
Letztes Viertel	6,239	1,694	4,717
4. Octant	5,969	1,226	4,410
Mittel	5,941	1,249	3,855

Man sieht, der höchste Barometerstand fällt in allen drei Städten auf das letzte Viertel, der tiefste aber in Paris schon auf den ersten, in Strassburg und Karlsruhe erst auf den zweiten Octanten; auch tritt überall im vierten Octanten ein Fallen des Barometers ein, welchem im Neumond oder ersten Octanten ein zweites kleineres Maximum folgt; ebenso wird das Steigen des Barometers

[1]) Versuch, den Einfluss des Mondes auf den atmosphärischen Zustand unserer Erde aus einigen Beobachtungen zu erkennen. Prag 1842. — Astronom. meteorol. Jahrb. für Prag. I. Jahrgang.

[2]) Poggend. Ann. Bd. LX. S. 188.

Paris und Strassburg im dritten Octanten durch ein zweites kleieres Minimum unterbrochen. Im Allgemeinen ergab sich: 1) die chwankungen des Barometers während des synodischen Umlaufes es Mondes sind zwar gering, aber immer merklich, und unter den er Jahreszeiten hat der Sommer die geringsten Schwankungen.) Während der Zeit des abnehmenden Mondes steht das Barometer eistens über, und während des zunehmenden Mondes meist unter em Mittel, das Minimum aber tritt etwas vor oder nach dem ersten iertel ein, und die Regelmässigkeit der Ab- und Zunahme wird urch Schwankungen des Barometers unterbrochen, welche zur Zeit es Neumondes und wieder im dritten Octanten eintreten. 3) Im ommer rückt die Periode des hohen Barometerstandes näher zum ollmonde und die Periode des tiefen Barometerstandes näher zum eumond.

321. Nach den Untersuchungen von Bouvard und Schübler [1]) oll auch eine Abhängigkeit der Windesrichtung von den Mondasen bestehen, und zwar in der Art, dass die südwestlichen inde zur Zeit des zweiten Octanten ihr Maximum, zur Zeit des tzten hingegen ihr Minimum erreichen. Um das letzte Viertel sind st- und Nordwinde häufiger. Dazu würde passen, dass das Baroeter beim letzten Viertel durchschnittlich am höchsten, im zweiten tanten aber durchschnittlich am tiefsten steht. Indessen ist der er in Rede stehende Einfluss des Mondes noch keineswegs zur enüge constatirt. Besteht aber ein Zusammenhang zwischen der indesrichtung und dem Mondesstande, so ist auch ein gewisser influss des letzteren auf das Wetter zu erwarten. Nach Schübler gnet es am wenigsten am Tage des letzten Viertels; zur Zeit, enn der Mond im zweiten Octanten steht, erreicht die Regenmenge in Maximum, und nimmt von da wieder ab. Nach demselben verält sich die Wirksamkeit des Mondes, die Witterung zu ändern, eim Vollmond und letzten Viertel wie 1000 : 823, in der Erdähe und Erdferne wie 1000 : 588.

Ferner hat Kreil auf einen Zusammenhang zwischen dem ondesstande und der Lufttemperatur hingewiesen. Diese Einwirung soll im Winter viel grösser als im Sommer sein, und in jener

[1]) Untersuchungen über d. Einfluss des Mondes auf die Veränderungen serer Atmosphäre, 1830; — Kastner's Archiv Bd. IV. S. 13; 161; Bd. V. S. 225; Schweigger's Journ. Bd. LXX.

Jahreszeit 0°,4 R., in dieser 0°,25, im Durchschnitt aber 0°,2 R. betragen. Viel ist in dieser Beziehung freilich nicht zu erwarten, da selbst das empfindlichste unserer Thermoskope nur einen äusserst geringen Wärmeeffect der Mondstrahlen zu erkennen gibt. Im Winter, heisst es, wächst die Temperatur regelmässig, während der Mond von der unteren Culmination zur oberen übergeht, und sinkt ebenso, während er von der oberen Culmination zur unteren fortschreitet. Im Sommer soll die Temperatur anfangen zu sinken, sobald der Mond den Meridian überschritten hat, beim Untergang desselben das Minimum erreichen, dann wieder bis zur unteren Culmination steigen und ihre Höhe unverändert beibehalten, während der Mond östlich vom Meridian steht. — Auf die Heiterkeit des Himmels soll der Mond, nach Kreil, einen derartigen Einfluss üben, dass dem höchsten vom Monde abhängigen Barometerstande der grösste und dem tiefsten der geringste Grad der Heiterkeit entspricht, so jedoch, dass bezüglich des Luftdruckes die Wendestunden etwas weiter voneinander entfernt sind, als bei den Graden der Heiterkeit.

Man spricht auch von einer Wolken zerstreuenden Kraft des Mondlichtes, worüber selbst A. v. Humboldt einige Wahrnehmungen, die man beim Vollmond machte, in seinem Kosmos mittheilt. Sollte diese Wirkung in der That auf Rechnung des Mondlichtes kommen, so mögen es wohl, wie man auch bereits vermuthet, die demselben beigesellten Wärmestrahlen sein, welche von Seiten der Wolken absorbirt und daher zur Verdünnung der letzteren verwendet werden. Wir begegnen hier der Möglichkeit, dass der so geringe thermische Effect, welchen das Mondlicht an unsern Thermoskopen kundgibt, vielleicht nur darin begründet ist, dass die ihm ursprünglich zugehörigen dunklen Wärmestrahlen (längere Wärmewellen) beim Eindringen in unsere Atmosphäre eine baldige Absorption erfahren.

Siebentes Kapitel.

Von den klimatischen Verhältnissen nach ihren physikalischen Ursachen.

322. Das Stellungsverhältniss der Erde zur Sonne bringt es mit sich, dass die Wärme auf der ersteren vom Aequator nach den Polen hin in bestimmter Weise abnimmt. Auf Grund dieses Verhältnisses würden, wenn die Erdoberfläche durchweg von homogener Beschaffenheit wäre, alle Orte, die auf demselben Breitenkreise, also in gleicher Entfernung vom Aequator liegen, dieselbe Wärme besitzen. Das Klima eines Ortes wäre lediglich eine Function der Breite, und die Isothermen würden mit den Breitenkreisen zusammenfallen. Dieses von der geographischen Breite abhängende Klima nennt man, da es eben nur durch das bekannte Stellungsverhältniss der Erde zur Sonne bedingt ist, das solare Klima. Dasselbe bildet einen Factor des wirklichen oder physischen Klimas, welches überdiess noch durch eine Menge besonderer, von der ungleichen Beschaffenheit der Erdoberfläche herrührenden Einflüsse zur Erscheinung kommt. In dem Begriff des physischen Klimas sind ausser den thermischen Verhältnissen auch noch die Feuchtigkeitsverhältnisse, die besonderen Aenderungen des Luftdruckes, das Vorherrschen gewisser Winde, die grössere oder geringere Heiterkeit des Himmels etc., mit eingeschlossen, — Verhältnisse, die zum Theil in Wechselbeziehung miteinander stehen, indem z. B. die Windverhältnisse nicht allein auf Wärme und Feuchtigkeit, sondern auch auf die Aenderungen des Barometerstandes influiren. Die das Klima bestimmenden Ursachen sind aber überhaupt mehr oder minder allgemeiner Natur, so dass manche von ihnen ihren Einfluss auf sehr ausgedehnte Striche der Erdoberfläche erstrecken, während wieder andere einen fast ganz localen Charakter verrathen.

Gelegentlich haben wir schon der wichtigsten Ursachen, welche die klimatischen Verhältnisse bedingen, gedacht. Die nachfolgenden Betrachtungen bilden gewissermassen eine in sich zusammenhängende Ergänzung dessen, was in dem zweiten und dritten Kapitel d. W. gelegentlich über den hier in Rede stehenden Gegenstand vorgebracht ist.

323. Unter den Ursachen, welche verschiedene klimatische Verhältnisse auf der Erdoberfläche bewirken, begegnen wir in erster Linie dem Umstande, dass die Atmosphäre zum Theil auf einer starren, zum grössten Theil aber auf einer tropfbarflüssigen Grundlage ruht. Wir kennen das ungleiche Verhalten des Wassers und festen Landes zur Wärme. Eine Folge dieses Verhaltens ist eine bei weitem grössere Constanz der thermischen Verhältnisse auf dem Meere. Fern von den Küsten finden wir auf dem Meere unter fast gleichen Umständen viel geringere thermische Gegensätze als auf dem festen Lande. Wir haben hier den Gegensatz zwischen dem See- und Continentalklima. Jenes ist ein gleichmässiges, feuchtes, dieses, wie Buffon sagte, ein excessives: charakterisirt durch verhältnissmässig bedeutende thermische Differenzen in der täglichen und jährlichen Periode. Dem Seeklima eignen milde Winter und kühle Sommer, dem Continentalklima dagegen strenge Winter und heisse Sommer. Dies Alles ist begründet in dem bekannten ungleichen Verhalten des festen Landes und des Wassers zur Wärme. Wenn z. B. im Winter die Temperatur der das Meer berührenden Luftschicht kälter als die flüssige Grundlage ist, so werden die an der Oberfläche erkalteten Wassertheilchen, als die schwereren, hinabsinken und aus der Tiefe durch wärmere ersetzt werden; wohingegen im Sommer in Folge fortwährender Verdampfung des Wassers viel Wärme verbraucht wird; daher denn durch diese Vorgänge, wie man erkennt, sowohl die Sommerhitze als die Winterkälte auf dem Meere gemässigt wird, während das feste Land unter denselben Umständen sich viel beträchtlicher durch Absorption der Sonnenstrahlen erhitzt und durch Wärmeausstrahlung erkältet. Dies findet sich in Rücksicht der täglichen Periode sehr auffällig schon unter den Tropen, wo der Wärmeverlust in der durchsichtigen Atmosphäre während der Nacht, namentlich in Ebenen, um so bedeutender ist, je grösser am Tage die Hitze war. So erzählt Bruce, dass er auf seiner Reise durch die Wüste in einer Nacht alle Kameele verlor, da der Temperaturunterschied in 24 Stunden 30 Grade betrug.

324. Inseln, welche vom Meerwasser umspült sind, und Küstenländer zeigen als Analogon des eigentlichen Seeklimas das sog. Insel- und Küstenklima, das ebenso, nur im geringeren Masse als jenes, durch grössere Gleichmässigkeit, also durch minder starke Temperaturgegensätze und durch grössere Feuchtigkeit von

im Continentalklima sich unterscheidet. Die Nähe des Meeres mäßigt auch hier die Kälte der Winter und die Hitze des Sommers, dem die reichlich mit Wasserdunst beladene Seeluft in der erstgenannten Jahreszeit erwärmend, in der anderen abkühlend wirkt. Wohl bekannt in dieser Beziehung ist das Klima von England, wo die mittlere Temperatur des Winters fast nirgends unter den Gefrierpunkt herabgeht, wogegen aber auch die Wärme des Sommers verhältnissmässig unbedeutend ist. Weiter nach Süden, entfernter von der Küste, werden die Winter in England kälter, die Sommer wärmer, so dass der thermische Unterschied beider Jahreszeiten, der auf der shetländischen Insel Unst (60° 42′ N. Br.) nur die Grösse von 8° hat, hier bis auf 12° steigt.[1]) Dieser Unterschied wird aber wieder geringer, wenn man sich der südlichen und südwestlichen Küste Englands nähert. So haben die Orte Pensance und Helston in Cornwallis eine Wintertemperatur von mehr als 6°.

Es ist ersichtlich, dass derartige Verhältnisse auf die Vegetation nicht ohne Einfluss bleiben können. An den Küsten von Devonshire gedeihen Pflanzen, welche keiner grossen Kälte widerstehen können, wie Myrthen, Camellia japonica, Fuchsia coccinea u. a. ohne Schutzmittel. Die Winter sind daselbst so mild, dass man Orangenbäume am Spalier zieht, indem man sie, wie in Rom, nur mittelst Matten schützt. In Plymouth ist der Winter nicht kälter als in Florenz und Montpellier. Bekanntlich gedeiht aber der Wein in England nicht, da die Weintrauben, obschon sie eine beträchtliche Winterkälte vertragen können, doch einer hohen Sommertemperatur bedürfen, wenn die Trauben reifen und einen trinkbaren Wein liefern sollen. Dagegen reifen in Astrachan, welches mit dem Nordcap gleiche Winterkälte hat, die Trauben vortrefflich, wie denn auch Ungarn vorzüglichen Wein erzeugt, obwohl die Winter hier kälter sind als im nördlichen Schottland, wo kein Obstbaum mehr gedeiht, sogar kälter als auf den Faroerinseln, wo auch die Buche und die Eiche nicht mehr die zu ihrem Gedeihen erforderliche Temperatur finden.

An jenen Orten, denen ein Insel- oder Küstenklima zukommt, ist der Einfluss einer mit Wasserdunst reichlich versehenen Atmosphäre nicht zu verkennen. Nicht allein wird hier durch die Regen bringenden Winde, in Folge des Freiwerdens der Wärme bei der

[1]) Kämtz, Meteorol.

Condensation des Wasserdampfes, die Temperatur der Atmosphäre im Winter erhöht, sondern auch während derselben Zeit durch die trübe Beschaffenheit der Luft die Wärmeausstrahlung des Bodens gegen den Himmelsraum hin behindert, während aus demselben Grunde im Sommer die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen gemässigt wird. Dieser Einfluss lässt sich auch im Kleinen erkennen. Pflanzen, die von einer mit Wasserdunst geschwängerten Luft umgeben sind, werden dadurch gegen Nachtfröste geschützt. Von den Eingebornen von Ober-Peru, welche die hohen Flächen von Cosco bewohnen, erzählt Boussingault[1]), dass sie, wenn die Sterne funkelten und die Luft wenig bewegt war, feuchtes Stroh oder Dünger in Brand setzten, um Rauchwolken zu erzeugen und dadurch die Durchsichtigkeit der Atmosphäre zu trüben.

325. Mit der Entfernung vom Meere im Innern grosser Continente wird die Luft im Allgemeinen trockner, das Klima excessiver. Bemerkenswerthen Temperaturunterschieden in der jährlichen Periode begegnet man namentlich im Innern des asiatischen Continents. Tobolsk, Barnaul am Obi und Irkutzk haben Sommer wie Berlin, Münster und Cherbourg (in der Normandie); wochenlang steht das Thermometer in den wärmsten Monaten auf 30 und 31°. Diesen Sommern folgen aber Winter, in welchen dem kältesten Monat eine Mitteltemperatur von nur —18 bis —20° zukommt. Gleichwohl bieten solche Orte, wegen ihrer hohen Sommertemperatur, der Agricultur günstigere Verhältnisse, als andere, die sich eines viel milderen Klimas erfreuen. So besitzt die Insel Island ein entschiedenes Seeklima, die Winterkälte ist unbedeutend, aber die Sommerwärme nicht ausreichend, um die Cerealien zur Reife zu bringen. Dagegen werden zu Jakutzk (in Sibirien), wo die mittlere Jahrestemperatur — 9°,7 C. und die mittlere Wintertemperatur — 38°,9 beträgt, während des zwar kurzen, aber heissen Sommers Roggen und Weizen auf einem Lande gebaut, welches in einer Tiefe von 3 Fuss beständig gefroren bleibt.

Man erkennt also, dass an Orten, denen ein See-, Insel- oder Küstenklima eigen ist, die Wärme viel gleichmässiger auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt ist, als an Orten, welchen ein Continentalklima zukommt. Charakteristisch für jene Klimate ist aber namentlich die von dem Einfluss des Meeres herrührende Milde in

[1]) Dove, meteorol. Unters. S. 35.

ıg auf Winterkälte und Sommerhitze. Dieser temperirende Ein-
; der See gibt sich auch da zu erkennen, wo man der geogra-
chen Breite nach eine viel grössere Wärme zu erwarten hat,
z. B. bei vielen Inseln des Grossen Oceans, die wegen ihrer
e bekannt sind. Auch das Klima von St. Helena (unter 16°
r.) ist zum grossen Theil durch den Einfluss des Meeres im
in mit der nach der Höhe abnehmenden Temperatur bedingt.
hohen Bergspitzen dieser Insel sind fast immer in Wolken ge-
, der Boden ist stets feucht und die Temperatur kühl. Da-
n trifft man in der heissen Zone auch Gegenden, die im Ver-
des Jahres zwar ebenfalls nur geringe thermische Gegensätze
ın, aber von jener Milde des Seeklimas nicht das Geringste er-
ıen lassen. Es herrscht hier in allen Monaten des Jahres nahe
ılbe, ungemein hohe Temperatur. So z. B. in Paramaribo an
Küste Guyanas. Bekannt sind die mörderischen Wirkungen des
as von Cayenne. Thermometrische Beobachtungen wurden da-
t im französischen Hospital von 1845—1852 angestellt, im
erländischen Antheil von Guyana von Wanckebach und von Du-
tier, und im brittischen von Sandeman. Auf Grund dieser
achtungen hat Dove [1]) für nachstehende Orte die Monatsmittel
eaumur'schen Graden berechnet.

	Georgetown.	Paramaribo.	Cayenne.	Para.
ar	20,65°	20,95	20,99	21,37
uar	20,59	21,37	20,38	20,83
	20,82	21,04	20,58	20,85
	21,10	21,22	20,82	21,03
	21,01	21,15	20,74	21,66
	20,80	20,70	20,58	21,62
	20,90	21,10	20,76	22,01
ıst	21,37	22,35	21,02	21,98
ember	21,77	21,91	21,45	21,85
ber	21,83	21,14	21,46	22,02
mber	21,51	21,38	21,22	22,07
mber	20,87	20,77	20,67	21,91
hresmittel	21,10	21,34	20,88	21,60

[1]) Zeitschr. für Allgem. Erdkunde. IV. S. 341 ff.

Man sieht, dass der kälteste Monat nur um 1°, höchstens $1\frac{1}{2}$° unter dem wärmsten steht, also beide nur um $\frac{1}{2}$° vom Jahresmittel abweichen. Die jährliche Regenmenge beträgt, beiläufig bemerkt, in Georgetown 95,001, in Para 71,412 engl. Zoll, in Paramaribo 5216,8 und in Cayenne 3513,4 Millimeter; die grösste Regenmenge fällt im Mai und Juni, der Herbst ist regenarm.

326. Das Meer bewirkt ferner klimatische Verschiedenheiten durch seine Strömungen, indem diese wärmeres Wasser nach kälteren Stellen des Oceans, oder umgekehrt kälteres Wasser nach wärmeren Orten führen. Strömungen, welche Wasser niederer Breiten nach höheren bringen, wirken Temperatur erhöhend, solche hingegen, welche Wasser höherer Breiten nach niederen führen, Temperatur erniedrigend. Zunächst werden dadurch Temperaturunterschiede im Meere selbst veranlasst, die indess auch modificirend auf die darüber gelegene Atmosphäre wirken müssen, indem damit theils eine Mischung ungleich temperirter Luftmassen, theils eine Condensation des von dem wärmeren Meerwasser aufsteigenden Wasserdampfes in der Atmosphäre gegeben ist. Die dichten Nebel Neufundlands, die im Winter der Schiffahrt nicht selten gefährlich werden, sind wohl durch das grosse Volumen warmen Wassers bedingt, welches der Golfstrom den kälteren Meerestheilen zuführt.

Ferner ist aber nicht zu verkennen, dass die von den Meeresströmungen berührten Küstenländer, je nach der thermischen Beschaffenheit dieser Strömungen, einen erwärmenden oder erkaltenden Einfluss erfahren müssen. Bekanntlich hat man denn auch schon längst die verhältnissmässig hohe Temperatur, welche auf den Westküsten von Nordeuropa im Vergleich zu andern Gegenden der Erde unter gleicher Breite herrscht, dem Golfstrome zugeschrieben, der warmes Wasser aus einer Gegend, wo das ganze Jahr hindurch eine hohe, wenig veränderliche Temperatur herrscht, den arktischen Gegenden zuführt. Gewiss wird die Temperatur erhöhende Wirkung dieses Stromes um so erheblicher sein, je tiefer die Temperatur der Orte sinkt, zu denen er gelangt, daher im Winter bedeutender als im Sommer. Von dem Einflusse des Golfstromes rührt es her, dass an der Küste von Irland der Ueberschuss der Jahreswärme des Meerwassers über die der Luft der Küstenpunkte 2° F., über die der Stationen im Innern der Insel sogar 3,8° F. beträgt. Minder gross als der Einfluss des Golfstromes im atlantischen Ocean ist der des Japanischen Stromes im stillen Ocean, welcher von der

apanischen Küste bis zur Südspitze von Kamschatka erwärmend inläuft, und sich hier nach Osten umbiegt, so dass die Aleuten ihn ördlich begrenzen, während der Golfstrom sich in viel höhere Breiten erstreckt.

Beiläufig gedenken wir hier der eigenthümlichen Krümmungen, welche die Isothermen des Januar in Skandinavien zeigen; dieselben ekunden, dass man im Fortschritt von Süd nach Nord auf Orte rifft, denen eine höhere Temperatur zukommt als mehr südlich gegenen Gegenden. Wahrscheinlich kommt dies davon her, dass ie südlichen Theile von Norwegen durch das vorliegende Grossritannien mehr gegen den Einfluss der warmen Meeresströmung eschützt sind, als die nördlichen.

327. Von Bedeutung für die klimatischen Verhältnisse einiger Gegenden der nördlichen Hemisphäre ist die arktische Strömung n der Küste von Grönland und aus der Hudsonsstrasse, deren deprimirende Einwirkung sich namentlich im Frühling bemerklich nacht. Wenn zu dieser Jahreszeit die Eisdecke der sibirischen Ströme bricht, führen diese aus südlicheren Breiten mächtige Eismassen dem Norden zu, welche als Süsswassereis in dem salzigen Meerwasser rasch schmelzen und zu Triftströmungen Anlass geben. Das karische Meer, welches dieses Eis aufnimmt, vergleicht Dove [1]) einem Eiskeller. Durch die karische Pforte und Matoschkin-Schar Nowaja-Semlja), bemerkt derselbe, geht eine Strömung nach West gegen Spitzbergen (s. die Isothermenkarte III.), welche an der Grönländischen Küste nach Süden abgelenkt wird und dann nach SW. liesst, zwischen Island und Grönland bis zu Cap Farewell. Ueberall verbreitet diese Strömung mit ihren Eismassen eine intensive Kälte. Man bemerkt, nach Lyell, alle 4 bis 5 Jahre ungeheure Eisfelder, welche von Grönland her an der Westküste von Island sich anlegen. Die Hoffnung auf eine Erndte ist dann hier vernichtet, indem diese den Nebeln nicht widerstehen kann, welche die Eisfelder bei ihrem Vorrücken nach Süden stets begleiten. Am Cap Farewell trifft diese Strömung den durch die Davisstrasse herabkommenden Strom. Die Eismassen beider Ströme treffen sich aber (vom März bis Juni) an der Neufundlandbank, wo sie in der hohen Temperatur des Golfstromes rasch schmelzen.

---

[1]) Verbreitung der Wärme etc. S. 16.

Es ist eine Folge jenes kalten Stromes, dass bei zunehmender Mittagshöhe der Sonne die Temperatur an der Ostküste Nordamerikas bei weitem nicht die Höhe erreicht, welche sonst stattfinden könnte; daher denn auch hier die Isothermen zurückbleiben, wenn sich dieselben bei zunehmender Mittagshöhe der Sonne auf der Nordhälfte der Erde nach dem Pole hin in Bewegung setzen. Die im December und Januar in die Mitte des amerikanischen Continents fallenden concaven Scheitel der Isothermen rücken daher nach dem Juni hin an die Ostküste. Bemerkenswerth ist noch, dass nach den neuesten Entdeckungen der Engländer in der Breite von 75° das nordamerikanische Polarmeer vermittelst mehrerer im Allgemeinen von Ost nach West laufender Strassen mit der Baffinsbay verbunden ist. Der unter der Länge von 80° (W. Gr.) liegende und sich bis 125° fortsetzende Parrey'sche Archipel zeigt eine grosse Anzahl durch verhältnissmässig enge Strassen geschiedener Inseln, in welche das Meer in einer grossen Anzahl von Meerbusen einbuchtet. Indem nun die Eismassen des Polarmeeres bei zunehmender Mittagshöhe der Sonne sich im Durchzuge durch diese nach der Baffinsbay führende Strassen stets von Neuem aufstauen, geschieht es, dass das Kältemaximum der atmosphärischen Temperatur im Frühling und Sommer auf diese Gegenden fällt, die beinahe das ganze Jahr hindurch einen Kältepol darstellen, da sie auch im Winter die niedrigsten in Nordasien beobachteten Wärmegrade fast erreichen. Anders gestalten sich die Verhältnisse in Nordasien. Indem hier der Abfluss der Eismassen seitlich erfolgt, durch die karische Pforte einerseits, südlich von Nowaja Semlja, und nach der Behringsstrasse hin, tritt der bei zunehmender Mittagshöhe der Sonne sich über der continentalen Ländermasse entwickelnden Wärme kein solches Hinderniss entgegen, wie im Norden Amerikas. Daher weicht der im Winter auf das Continent Nordasiens fallende Kältepol im Sommer weit von den Küsten zurück und macht Isothermen Platz, die in Amerika sich in viel niedrigeren Breiten finden. Mit Rücksicht auf den Umstand nun, dass man im Sommer auch in Amerika auf allen Stationen, in welchen von der Barrowstrasse an bis zur Baring- und Patrick-Insel überwintert wurde, eine nach Westen hin sich noch vermindernde Temperatur findet, hält es Dove [1]) am zweckmässigsten, die in Nordamerika und

[1]) Die Verbreitung der Wärme in der nördlichen Hemisphäre 1855.

Nordasien erreichten kältesten Stellen als einem und demselben Kältegebiete angehörig zu betrachten, welches nach der Configuration der umschliessenden Isothermen einen länglichen, mehr oder minder elliptischen Raum darstellt, von dem sich zunächst nur sagen lasse, dass sein absolutes Minimum im Januar auf den Continent von Asien fällt, diesen aber im Verlauf des Jahres bald verässt und nach Amerika hinüberwandert. Dabei verändert sich die Gestalt des kältesten Raumes nach dem Sommer hin in einen mehr dreieckigen, dessen Ecken, wie Dove bemerkt, nach den drei Hauptausflüssen des Polarmeeres (die Behringsstrasse, die Baffinsbay und das karische Meer) hinweisen, und dadurch unmittelbar ihren Entstehungsgrund bezeichnen, den man in jenen eisführenden kalten Meeresströmungen zu suchen hat.

328. In der südlichen Hemisphäre kennen wir ebenfalls eine Strömung, welche hier die kalten Wasser des arktischen Meeres niederen Breiten, bis in die Nähe des Aequators, zuführt. Es ist dies die Peruanische Küstenströmung, welche erkaltend auf die Küsten von Chili und Peru wirkt. Ihr abkühlender Einfluss ist in den wärmeren Monaten grösser als in den kälteren, weil mit höher steigender Sonne die Schmelzung des Eises stets zunimmt und dem Südpol näher rückt. Indem sich jedoch hiermit auch der Weg verlängert, den die nun grössere Menge des Geschmolzenen bis zum Aequator zurückzulegen hat, und daher dieselbe sich mit der Temperatur der Umgebung mehr ins Gleichgewicht zu setzen vermag, sind bei der Mächtigkeit jener Strömung die Unterschiede ihrer Wirkung in den verschiedenen Jahreszeiten nicht sehr bedeutend [1]). Von einigem Einfluss auf die Küstenländer Südamerikas ist auch die brasilianische (von NO. nach SW. gerichtete) Strömung, welche die Fortsetzung eines Stromes ist, der von dem Cap an der afrikanischen Küste nach dem Aequator geht, den atlantischen Ocean von Ost nach West durchströmt und dann vom Cap Roque als brasilianische Strömung Südamerika umspült.

329. Die Bedeutsamkeit der Winde für die klimatischen Verhältnisse liegt im Allgemeinen am Tage, da dieselben je nach ihrer Herkunft Wärme oder Kälte und überdies noch Feuchtigkeit oder Trockenheit den Ländern, über welche sie hinstreichen, bringen werden. Zugleich bietet sich hier ein Einfluss der Gebirgszüge dar,

[1]) Dove, Verbreitung der Wärme etc. S. 15 f.

die je nach ihrer Richtung und Höhe gegen kalte Winde Schutz gewähren, aber auch dem mildernden Einflusse warmer Luftströmungen entgegenstehen können. Auf solche Weise bewirken Gebirgszüge oft schon in geringer Entfernung nicht unbeträchtliche Verschiedenheiten. Bekannt in dieser Beziehung ist der Gegensatz in dem Klima und der Vegetation zwischen dem nördlichen und südlichen Fusse der Alpen.

In thermischer Hinsicht von besonderer Wichtigkeit sind die Luftströme, welche von ihrem Ursprungsorte in der Richtung der Meridiane (von S. nach N. oder umgekehrt) fliessen. Da nun die centrale Erhebung Asiens auf den Meridianen senkrecht, also in der Richtung der Breitenkreise verläuft, so wird sie dem Fortschreiten jener Luftströme ein sehr wirksames Hinderniss bieten. Daher erfährt Sibirien im Winter nicht den mildernden Einfluss südlicher Winde, wogegen wieder aus demselben Grunde das Tiefland des Ganges im Sommer gegen die abkühlende Wirkung weit von Norden herkommender Winde geschützt wird. Sehr kalte Winter in Sibirien, sehr warme Sommer in Südasien sind davon die Folge. Indem aber die centrale Erhebung im Süden den freien Abfluss der vom hohen Norden kommenden Luft hemmt und stauend zurückwirkt, entstehen auch in Nordasien im Sommer höhere Temperaturen, als sonst der Fall sein würde; denn wenn sich auch daselbst nördliche Winde geltend machen, erlangen sie doch, wegen jenes stauenden, von Dove hervorgehobenen, Einflusses, keine grosse Intensität und verlieren darum an abkühlendem Einflusse; die Luft Nordasiens bleibt daher verhältnissmässig ruhig, und kann eine höhere Temperatur gewinnen. Die bezeichneten Einflüsse werden also in Nordasien im Winter sehr niedrige, im Sommer dagegen sehr hohe Temperaturen bedingen.

330. In Rücksicht des Einflusses, welchen der aequatoriale Luftstrom auf die aussertropischen Gegenden ausübt, kann die besondere Beschaffenheit der Tropenzone, wo sich dieser Strom erhebt, nicht gleichgiltig sein. Diese Zone kann, wie in Afrika, eine starre, kahle, dürre, oder eine zwar auch starre, aber doch mit Vegetation dicht bedeckte, feuchte, vom Ocean vielfach verengte, wie in Amerika, oder drittens, wie in Asien, eine vorherrschend tropfbarflüssige (oceanische) sein. Nun findet sich in der That, dass die gemässigte und kalte Zone da eine höhere Temperatur besitzt, wo die dahinter gelegene tropische Zone starr ist. Ein Blick auf

die Jahresisothermen zeigt, dass der starren Grundlage des tropischen Afrika's die convexen Scheitel der europäischen Isothermen entsprechen, der überwiegend flüssigen Grundlage in West- und Ostindien aber die concaven Scheitel Amerika's und Asiens. Es lag daher nahe, die im heissen Afrika aufsteigende und in höheren Breiten herabsinkende Luft als einen Grund für die verhältnissmässige Milde Europa's anzuführen. Gegen diesen Grund hat jedoch Dove [1]) neuerdings sehr wohl begründete Zweifel erhoben. Man habe vergessen, bemerkt derselbe, dass die den europäischen ganz analogen Temperaturverhältnisse jenseits der Felsgebirge an den Westküsten Amerika's sich finden, wo man sich in der Weite des stillen Oceans vergeblich nach einem tropischen Festlande umsehe. Auch könne jene Erklärung wenigstens im Winter nicht geltend gemacht werden, wo die Temperatur im Innern Afrika's niedriger als die des atlantischen und indischen Oceans sei; für den Sommer sie anzuwenden, habe ebenfalls Schwierigkeit, wenn man die kühlen Sommer Europa's als etwas Bezeichnendes seines Seeklimas hervorhebe, während die afrikanische Sommerhitze doch den entgegengesetzten Effect haben sollte. Die Wiege unserer südlichen Winde ist, nach Dove, nicht die Sahara, sondern Westindien, da die über Afrika aufsteigende Luft eher Asien als Europa trifft. Es kommt nämlich die Luft, welche unter dem Aequator aufsteigt, von Punkten grösserer Drehungsgeschwindigkeit und erfährt daher, je weiter sie vordringt, eine desto grössere Ablenkung (in der Richtung von W. nach O.). Weit herkommende Südwinde werden darum auf der nördlichen Erdhälfte West, eben so wie weit herkommende Nordwinde Ost. Ein Blick auf die Karte (s. die Isothermenkarte III.) lässt sofort erkennen, dass die über Westindien (oder dem caraibischen Meere) aufsteigende Luft, wegen jener Ablenkung nach West, Europa treffen wird.

Die verhältnissmässig hohe Temperatur an den Westküsten Europas folgt nun zum grossen Theil aus der Wärme, welche bei der Condensation des dem Südwestwinde beigesellten Wasserdampfes frei wird. In dieser Beziehung betrachtet Dove Europa als den Condensator des caraibischen Meeres. Es ist ersichtlich, dass die Temperaturerhöhung in Folge wässeriger Niederschläge vorzugsweise im Winter hervortreten muss, wohingegen dieselben im Sommer eher

[1]) Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. 1852. S. 17.

einen abkühlenden Einfluss üben, da in dieser Jahreszeit zur Verdunstung des Tropfbarflüssigen am Boden viel freie Wärme in Anspruch genommen wird. In der gemässigten Zone ist im Herbst und Winter die Temperatur eines von Niederschlag begleiteten Windes höher als die mittlere Temperatur desselben, während im Sommer das Umgekehrte stattfindet [1]). Zum Theil rührt der abkühlende Einfluss des Regens daher, dass durch die Wolkendecke, aus welcher der Regen herabfällt, dem Boden die directe Wirkung der Sonnenstrahlen entzogen wird, und daher die höheren Schichten der Atmosphäre, vermöge der bei der Condensation des Dampfes frei werdenden Wärme, in einem stärkeren Verhältniss als die unteren erwärmt werden. Wenn nun aber die Wärme, welche durch die Verdampfung des Regenwassers dem Boden entzogen wird, nicht durch die während des Niederschlages frei werdende compensirt werden kann, da der Niederschlag in der ganzen Luftschicht zwischen der Wolkendecke und dem Boden geschieht, so muss die Verdampfungskälte im Sommer grösser als im Winter sein, weil einmal die Dichtigkeit des Dampfes im Sommer grösser, und zweitens auch die Luftschicht, in welcher der Niederschlag stattfindet, im Sommer grösser als im Winter ist. Dieser abkühlende Einfluss bringt es mit sich, dass in den Tropengegenden die Temperatur bei höchstem Sonnenstande sinkt, da mit diesem die Regenzeit zusammenfällt.

331. In Hinsicht auf die wässerigen Niederschläge, welche die Winde, insbesondere der mit Wasserdampf beladene Aequatorialstrom, herbeiführen, macht sich nun wieder der Einfluss der Gebirge, sowohl nach Richtung als nach Höhe, in hohem Grade geltend. Diesen Einfluss haben wir bereits bei Betrachtung der Regenverhältnisse näher besprochen (S. 327 ff.). In Europa entsprechen die Hauptgebirgsketten mehr der Richtung der Breitenkreise als der der Meridiane, weshalb denn auch bei uns auf der Südseite der Gebirge eine grössere Regenmenge fällt. In Amerika ist dagegen die Westküste des Continents von dem östlich gelegenen Gebiete durch die mehr oder minder von Süd nach Nord laufenden Ketten der Felsgebirge getrennt, so dass die vom grossen Ocean mit Südwestwinden herbeigeführten Wasserdämpfe nur auf dem schmalen Küstenstriche des nordwestlichen Amerika's reichliche Niederschläge liefern.

---

[1]) Dove's Repertorium der Physik. Bd. IV. S. 225 f.

dem Einflusse jener Gebirgsketten ist es zum Theil begründet, ss die Luft Amerika's ungeachtet seiner mächtigen Wasserspiegel Innern relativ sehr trocken ist. Daher das schnelle Trocknen r Wäsche und auch des Brodes, das Fehlen der Eisblumen an n Fenstern trotz der strengen Winterkälte, u. dgl. m. [1]). Nord- ierika verräth in der warmen Jahreszeit fast ein vollständiges See- ima; seine Sommer sind im Allgemeinen noch kühler als die Eu- pa's unter gleicher Breite in gleichem Abstande vom Meere. Im 'inter gewinnt dasselbe aber ein entschiedenes Continentalklima. :r Grund davon liegt, wie Dove [2]) hervorgehoben, darin, dass merika mit seinen gefrorenen Seen im Winter eine continentale asse darstellt, während es im Sommer, in Rücksicht der Ver- eilung des Festen und Flüssigen, mannigfach gegliedert erscheint. :r Superior, Huronen, Erie, Michigan, Ontario und die kleinen :en des Stromgebietes des St. Lorenz bedecken zusammen eine berfläche von 94000 englischen Quadratmeilen. Ausserdem bilden :r Bärensee, Sclavensee, Athabasca-, Winipeg-, Manituba-, Garry-, hurhil- und Wäldersee eine fast ununterbrochene Kette von Was- :rspiegeln in der Mitte des Landstriches zwischen der Hudsonsbay id den Felsgebirgen nach dem arktischen Meere hin. Diese Seen ieren schon frühzeitig im Jahre; früher, als man es in Europa ater gleicher Breite zu erwarten hat. Die Ursache davon sieht ove in dem Umstande, dass die in Europa im Winter auf SW. llende mittlere Windesrichtung im Sommer nördlich wird, in merika hingegen die im Winter nordwestliche Windesrichtung ehr südwestlich im Sommer.

382. Die vornehmsten Ursachen, welche eine Verschieden- eit der klimatischen Verhältnisse auf der Erdoberfläche bedingen, aben wir nunmehr kennen gelernt. Bezüglich der nördlichen Erd- lfte ergeben sich daraus für Asien: kalte Winter und heisse ommer, für Europa verhältnissmässig milde Winter und kühle Som- er, für Amerika strenge Winter und kühle Sommer, so dass ch dasselbe im Winter an Asien, im Sommer an Europa anschliesst, elches letztere es jedoch durch die Schönheit seines Herbstes bertrifft.

---

[1]) s. Desor, Du climat des États-unis et de ses effets sur les habitudes : les moeurs de ses habitants.

[2]) Verbreitung der Wärme etc. 1852. S. 18.

Um im Hinblick auf die ungleichmässige Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche die Störungen ihrer Grösse nach kennen zu lernen, ist es erforderlich, die jedesmalige Temperatur an die Breite zu knüpfen, unter welcher sie vorkommt. Dies geschah von Dove [1]) auf die Weise, dass er die Abweichung der wirklichen Temperatur eines Ortes von der normalen seiner geographischen Breite, d. h. von der ihr im Mittel zukommenden, bestimmte. Diese Abweichung nennt Dove die thermische Anomalie, und die Linien, welche erhalten werden, wenn man Orte gleicher Anomalie miteinander verbindet, thermische Isanomalen. Dove hat dieselben für die zwölf Monate des Jahres in der Aequatorialprojection, und für die extremen Monate Januar und Juli ausserdem in der Polarprojection entworfen. Was jene normale Temperatur betrifft, so ist sie, wie wir schon einmal erwähnt haben, diejenige, welche ein Breitenkreis in allen Punkten zeigen würde, wenn die auf ihm wirklich vorhandene, aber ungleich vertheilte Wärme auf demselben gleichmässig vertheilt wäre. Sonach wird jedem Breitenkreise eine bestimmte mittlere Wärme zukommen, wie verschieden auch die Temperatur unter den verschiedenen Längen auf ihm sein mag. Ein Ort nun, dessen Temperatur der mittleren seiner geographischen Breite entspricht, besitzt eine normale Temperatur, während alle Orte, deren Temperatur geringer als die mittlere des betreffenden Breitenkreises ist, relativ kalt, hingegen alle, deren Temperatur mehr beträgt, relativ warm sind. Aus der Verbindung von Orten normaler Temperatur resultiren die von Dove eingeführten thermischen Normalen, die als Grenzlinien des See- und Continentalklimas erscheinen, wenn man alle Orte, die im Winter zu warm, im Sommer zu kühl sind, dem Seeklima zurechnet, solche hingegen, welche im Winter zu kalt und im Sommer zu warm sind, dem Continentalklima. Diese Linien lassen beurtheilen, ob eine Gegend dem See- oder Continentalklima stets angehört, oder ob dieselbe in dieser Beziehung im Laufe des Jahres einen Wechsel erfährt. So eignet Asien sowohl im Januar als im Juli ein Continentalklima, wie auch dem Innern von Afrika, dagegen Europa im Januar ein Seeklima, im Juli ein Continentalklima. Von ganz Europa gehören eigentlich nur Schottland und Island immerfort dem Seeklima an, wogegen der übrige Theil während des Winters zwar

[1]) a. a. O. S. 19 ff.

ch .ein Seeklima hat, im Sommer aber ein continentales. Wie t Schottland und Island verhält es sich in Amerika mit der Weste von Californien nordwärts [1]). Im Winter besitzt von Nordıerika nur der schmale Küstensaum am stillen Meere jenseits der ıdes und Felsgebirge ein Seeklima. In den Tropengegenden bilt das Innere Afrikas, wegen des ungleichen Verhaltens des Lans und Meeres zur Wärme, im Winter eine isolirte kalte Stelle Gegensatze zu dem warmen Westindien und den Küstenländern s indischen Meeres und grossen Oceans. Java und die Sundaıeln haben dann im Gegensatze zu Westindien und Polynesien ein ıntinentalklima.

333. Vergleichen wir die nördliche Hemisphäre der Erde it der südlichen, so finden wir in letzterer thatsächlich mildere inter und kühlere Sommer, was wegen der überwiegend flüssigen undlage auf dieser Erdhälfte sofort verständlich ist. Die südliche misphäre besitzt also ein Seeklima, die nördliche dagegen ein conıentales. Auch weichen dort die isothermischen Linien viel weger als im Norden von der Richtung der Breitenkreise ab. Die hr symmetrische Vertheilung des Landes in Bezug auf die Anherung der Continente an die Pole und die überwiegend flüssige undlage der Atmosphäre auf der südlichen Erdhälfte bringen es, e Dove hervorgehoben, mit sich, dass hier alle Erscheinungen hr in bandartigen Streifen die Erde umfassen, als in der nördhen, wo unter verschiedenen Längen die Witterungsverhältnisse gleicher geographischer Breite in schroffen Gegensätzen sich vonnander unterscheiden. Die klimatische Scheidegrenze beider Heisphären fällt aber, nach demselben [2]), auf die nördliche; doch der Abstand dieser Grenze von dem geographischen Aequator ıter verschiedenen Längen ein verschiedener, indem sie in Afrika ıd im indischen Ocean weiter davon absteht als im atlantischen ıd stillen Ocean, wovon der Grund in der Vertheilung des Festen ıd Flüssigen sich unmittelbar herausstellt [3]). — Dass der wärmste

---

[1]) Bez. der sehr regenreichen californischen Küstenregion s. Petermann's ographische Mittheilungen. 1858. I. S. 45.

[2]) Zeitschr. für Allgemeine Erdkunde. Bd. IV. S. 321.

[3]) Beiläufig sei hier auf eine Arbeit von Forbes (Edinb. New Phil. Journ. w. Ser. X. p. 123) über den Einfluss der Vertheilung von Land und Wasser auf Jahreswärme eines gegebenen Parallelkreises hingewiesen. Die Anwesenheit von

Breitenkreis nicht mit dem Aequator zusammen, sondern auf die nördliche Erdhälfte fällt, und dass mit Berücksichtigung des Flächeninhaltes der verschiedenen Zonen die nördliche Erdhälfte im Mittel etwas wärmer als die südliche ist, haben wir bereits anderwärts (S. 87) hervorgehoben.

Tritt die Sonne von ihrer nördlichen Abweichung in südliche Zeichen, so wird wegen der immer grösser werdenden flüssigen Grundlage ein desto grösserer Antheil ihrer Wärme zur Verdampfung des Wassers verwendet, womit eine periodische Aenderung der Gesammttemperatur der ganzen Erde in nächster Beziehung steht. Der warme Sommer der nördlichen Hemisphäre trifft zusammen mit dem milden Winter der südlichen, der kalte Winter der ersteren mit dem kühlen Sommer der letzteren, woraus sich entnehmen lässt, dass die Gesammtmenge der von der Sonne an der Erdoberfläche entwickelten Wärme grösser ist während der Zeit vom Frühlingsäquinoctium zum Herbstäquinoctium als in der anderen Hälfte des Jahres. In diesem Verhältniss sieht Dove muthmaasslich ein wichtiges Moment des Bewegungsmechanismus der gesammten Atmosphäre, der Bedingung nämlich eines periodischen Ueberganges des Wasserdampfes in den Zustand des Tropfbaren. Die unsymmetrische Vertheilung der festen und flüssigen Massen auf

---

Land erhöht die Temperatur niederer Breiten und erniedrigt die höherer Breiten. Bei etwa 42° bis 43° ist dieser Einfluss aufgehoben. Um die Rechnung zu erleichtern, wird die Breite von 45° als diejenige angenommen, welche allein von dieser Ungleichheit frei ist. Die Abnahme der Temperatur längs eines Meridians auf dem Meere geschieht nahezu im Verhältniss des Cosinus der Breite, während dieselbe längs eines festländischen Meridians mehr dem Quadrate des Cosinus sich nähert (s. S. 71 f.). Demnach ist die Wärme auf einem Parallel ausdrückbar durch eine Formel, welche enthält 1) eine constante Grösse, 2) eine mit einer Function des Cosinus veränderliche, 3) eine Grösse für die Wirkung des Landes, worin gegeben ist als Factor das Mengenverhältniss des Landes auf einem Breitenkreise, so wie der Factor cos 2λ, wo λ die Breite. Bei Betrachtung der nördlichen Halbkugel allein findet sich die Formel:

$$T\lambda = 12°5 + 59°2 \cos \tfrac{5}{4}\lambda + 38°1\, L' \cdot \cos 2\lambda,$$

wo $T\lambda$ die Temperatur der Breite λ in Fahrenheit'schen Graden und L' die Wirkungsgrösse des Landes auf dieser Breite darstellt. Bestände die Erde ganz aus Land oder ganz aus Wasser, so würde die Formel im ersten Falle die Temperatur des Aequators zu etwa 110° F. (= 44° C.), die der Pole zu etwa 26° F. (= — 24,5° C.) ergeben. Im zweiten Falle wäre jene etwa 72° F. (= 22,2° C.) diese + 12° F. (= — 11° C.).

beiden Erdhälften begründe die Nothwendigkeit, dass der Wasserdampf, der sich vom Herbstäquinoctium bis zum Frühlingsäquinoctium über der südlichen Erdhälfte im überwiegenden Maasse entwickelt, in der anderen Hälfte des Jahres zur Erde als Regen und Schnee zurückkehre, und zwar überwiegend auf der nördlichen Hemisphäre. Daher vergleicht Dove die Atmosphäre im grossen Ganzen einer Dampfmaschine, deren Wasserreservoir die südliche, deren Condensator die nördliche Erdhälfte sei, und findet den besten Beleg für diese Ansicht, welche neuerdings Maury durch eine Vergleichung der Wassermenge der Ströme beider Erdhälften zu bestätigen gesucht hat, in den Regen der Moussons, bezüglich deren hier nur erinnert sei, dass der Südostpassat der südlichen Erdhälfte der nach nördlichen Zeichen gehenden Sonne folgt, daher den Aequator überschreitet und sich wegen der verringernden Drehungsgeschwindigkeit in den Südwestmousson verwandelt, der am Südabhange der Ghates und des Himalaya seinen Wasserdampf in mächtigen Niederschlägen zur Erde fallen lässt.

334. Wir haben der Einflüsse gedacht, welche die Gebirge auf die klimatischen Verhältnisse der Länder ausüben; betrachten wir nun den Hauptpunkten nach das Klima auf den Gebirgen selbst. Aus bereits angeführten Gründen nimmt die Temperatur mit wachsender Höhe ab, sowohl in der freien Atmosphäre als beim Besteigen eines Gebirges; doch kann in beiden Fällen die Art und Weise der Temperaturabnahme nicht ganz dieselbe sein, da die Gebirge auf die Wärmeverhältnisse der sie umgebenden Luftmassen modificirend einwirken müssen, ein Einfluss, der je nach der Masse und Configuration der Gebirge verschieden sein wird. Einzeln stehende Berge werden eine raschere Temperaturabnahme darbieten, als Hochebenen oder zusammenhängende Gebirgsketten. Auf Hochebenen ist es unter sonst gleichen Umständen wärmer als auf isolirten Berggipfeln von gleicher Höhe. Bedenkt man, dass sich die Luft besonders durch Rückstrahlung von Seiten des Bodens erwärmt, so erkennt man sofort, dass diese Erwärmung in der Ebene grösser sein muss als auf Berggipfeln von geringer Ausdehnung, und auf diesen wieder geringer als auf ausgedehnteren, wenn auch gleich hoch gelegenen Plateaus. Natürlich wird der Einfluss der Hochebenen auf die Temperatur der sie berührenden Luft in der Mitte am grössten sein; wie man denn in der That auch hier und da gefunden hat, dass in der Mitte solcher Plateaus die mittlere Jah-

reswärme grösser ist, als in gleicher Höhe am Rande derselben Bekannte Beispiele für die besagten Verhältnisse bieten die Hochebenen von Peru und Tibet im Vergleich zu anderen von geringerer Ausdehnung oder zu mehr isolirt aufsteigenden Bergen. Während in den mexicanischen Gebirgen zwischen 18 und 19 Grad N. Br. schon in einer Höhe von 4200 Meter alle phanerogamische Vegetation aufhört, wohnt bei gleicher südlicher Breite in grösserer Höhe auf der Hochebene von Peru eine zahlreiche ackerbauende Bevölkerung. Diese Hochebene besitzt aber auch eine bedeutende Ausdehnung. Das Plateau, in dessen Mitte der Titica-See liegt, erhebt sich zwischen zwei Gebirgsketten bis zu einer Höhe von mehr als 3800 Meter und besitzt eine Oberfläche von 3600 Quadratmeilen, während die Plateaus der Andes in der Nähe des Aequators eine Oberfläche von nur etwa 10 Quadratmeilen haben. Auf der bedeutenden Hochebene von Tibet wird in einer Höhe von 3663 Metern (in einer Breite von 32°) noch Weizen mit Erfolg gebaut, während auf dem südlichen Abhang des Himalaya in den Thälern des Ganges schon in einer Höhe von 2970 Metern alle Cultur aufhört.

Eine überall gleichmässige Abnahme der Wärme nach der Höhe ist in den verschiedenen Gebirgen nicht zu erwarten, da hierbei eben viel auf die Masse und Configuration und wohl auch noch sonst auf besondere Localverhältnisse ankommt [1]). Wie bereits angedeutet, erfolgt sie im Innern der Gebirgsgürtel und da, wo die Tafelzone an Breite zunimmt, langsamer als am Rande.

Ueber die Abnahme der mittleren Temperatur in den Andes und mexicanischen Gebirgen besitzen wir nachstehende Angaben von Humboldt.

Höhe über der Meeresfläche.	Mittlere Temperatur.	
	Cordilleras de los Andes.	Mexicanische Gebirge.
0	27,5°	26,0°
500 Tois.	21,8	19,8
1000 -	18,8	18,0
1500 -	14,3	14,0
2000 -	7,0	7,5
2500 -	1,5	1,0

[1]) Bez. der Abnahme der Bodenwärme s. S. 114 und des Einflusses der

Man sieht, dass hier eine der Höhe proportionale, also gleichmässige Temperaturabnahme nicht stattfindet. In den Cordilleras le los Andes z. B. sinkt die mittlere Temperatur bei einer Erhebung vom Niveau des Meeres bis zu 500 Toisen um 27,5 — 21,8 = 5,7° C., von 500 bis 1500 Tois. aber um 21,8 — 14,3 = 7,5°.

335. In der Höhe bietet auch der periodische Gang der Lufttemperatur einiges Abweichende von dem in der Tiefe. Auf solirten Gebirgen ist der tägliche Spielraum der Wärme geringer als unten, was sowohl aus Beobachtungen von de Saussure als aus denen von Kämtz [1]) hervorgeht. Letzterer fand diesen Spielraum (Differenz zwischen dem täglichen Maximum und Minimum) auf dem Faulhorn = 3,8°, in Genf = 9,5°, so dass also hier die täglichen periodischen Schwankungen der Temperatur viel grösser als dort sind. Anders ist es auf ausgedehnten Hochebenen. Hier ist der tägliche und in höheren Breiten auch der jährliche Spielraum der Wärme grösser als in der Tiefe. Die auf solchen Ebenen ruhende Luft ist weniger dicht und minder hoch; der Boden muss sich also unter sonst gleichen Umständen durch die directe Wirkung der Sonnenstrahlen beträchtlicher erwärmen als in der Tiefe, aber auch wegen der bedeutenderen Wärmeausstrahlung in der Nacht stärker erkalten; daher sich eine grössere Differenz zwischen dem täglichen Maximum und Minimum, also ein grösserer Spielraum der Wärme herausstellen wird. Derselbe Umstand kann aber auch auf Hochebenen einen grösseren jährlichen Spielraum bedingen, d. h. wärmere Sommer und kältere Winter, indem sich der Boden in jener Jahreszeit stärker erhitzt, in der anderen aber stärker erkältet, als unten.

336. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die directe Wirkung der Sonnenstrahlen auf hohen Bergen grösser als in der Tiefe ist. Diese Strahlen erfahren ja auf ihrem Wege durch die Atmosphäre eine theilweise Absorption, also eine Schwächung, die mit der Länge des Weges zunehmen, und daher in Rücksicht der Tiefe beträchtlicher als in der minder hohen und dünneren Luft hoher Berge sein muss. Dieses Resultat, theoretisch gewiss, haben auch Versuche (von Forbes, Ramond, Saussure, Bouguer, Martins

---

Quellen S. 125; 130 f. — Ueber die einer Abnahme der Lufttemperatur um 1° entsprechende Erhebung in verschiedenen Gegenden s. S. 80 f.

[1]) Poggend. Ann. Bd. XXVII.

und Bravais) bestätigt. Man kann daraus entnehmen, dass die Erwärmung des Bodens durch die Sonnenstrahlen auf hohen Bergen verhältnissmässig bedeutender ist, als in den tiefer gelegenen Ebenen. Dass die Temperatur des Bodens mit wachsender Höhe langsamer abnimmt, als die der Luft, haben wir bei Besprechung der Temperaturverhältnisse des Bodens hervorgehoben (S. 114).

Wenngleich nun der Boden auf hohen Bergen unter der directen Einwirkung der Sonnenstrahlen sich viel stärker erwärmt als die Luft, so ist es doch fraglich, ob dagegen in der Ebene die mittlere Temperatur der Luft stets grösser ist als die des Bodens, was man hie und da behauptet hat. Gewiss ist dabei nicht gleichgiltig, auf welchen Zeitraum man die mittlere Temperatur bezieht, ob also von der mittleren Temperatur des Jahres, einzelner Monate oder noch kürzerer Zeiträume die Rede ist. Schon Bouguer und Saussure sprechen davon, dass in tiefen Ebenen die Tagestemperatur der Luft höher sei, als die des Bodens, und führen dies auf den Umstand zurück, dass die Luft ihre Wärme vorzugsweise durch Rückstrahlung von Seiten des Bodens empfängt. In den Ebenen müsse nun die Erwärmung der Luftschichten über dem Boden stärker sein, als auf hohen Bergen, weil dort die Lufthülle im Verhältniss zu der ausstrahlenden Erdmasse kleiner sei, als in grösserer Höhe auf isolirten, von viel mehr Luft umgebenen Bergen.

Auf dem Faulhorn fand man bei einer Höhe von 8539 Fuss im August, im Laufe von 8 Tagen, die mittlere Temperatur der Luft im Schatten = 6,67°, die des Bodens an der Oberfläche = 9,51° und in einer Tiefe von $3\frac{3}{4}$ Zoll = 10,2°, während man zu derselben Zeit in Brüssel folgende mittlere Temperaturen erhielt: 21,63° für die Luft, 20,22° für den Boden an der Oberfläche und 20,13° für die Tiefe von $3\frac{3}{4}$ Zoll. Auch im Herbste war zu Brüssel die Oberfläche des Bodens weniger erwärmt, als die Luft, während diese auf dem Faulhorn kälter war als jene. Ebenso fand man zu Bossekop (in Finnland) unter 70° N. Br. im September die Luft wärmer als den Boden. Ganz ähnliche Verhältnisse aber wie auf dem Faulhorn zeigten sich auf dem grossen Plateau des Montblanc in einer Höhe von 12520 Fuss. Da hier der Boden mit Schnee und Eis bedeckt war und daher die Temperatur nicht direct gemessen werden konnte, stellte man eine mit Sand gefüllte Büchse auf den Boden und liess denselben von der Sonne beschei-

nen. Das Thermometer zeigte darin 12,3°, während die Temperatur der Luft im Schatten nur —3,1° betrug.

Diese beträchtliche Erwärmung des Bodens auf hohen Bergen macht es begreiflich, dass in der Nähe des ewigen Schnees noch eine beträchtliche Anzahl von Pflanzen fortkommt. Natürlich wird dabei auch die besondere Beschaffenheit des Bodens in Rücksicht seiner Wärmeabsorption bedeutsam sein. Auf den Grands-Mulets, den mitten aus den Gletschern des Montblanc hervorragenden Schieferfelsen, in einer Höhe von 9716 Fuss (1083 F. über der Schneegrenze) hat man noch 19 phanerogamische Pflanzen eingesammelt. Während hier im Juli die Temperatur der Luft im Schatten 9,4° und in der Sonne 11,4° betrug, stieg sie in der Schieferschicht, in welcher dieser Pflanzen wachsen, bis auf 29°.

Die grössere directe Wirkung der Sonnenstrahlen auf hohen Bergen muss es zum grossen Theil auch mit sich bringen, dass in denjenigen Gebirgsregionen, wo die Landwirthschaft noch mit Erfolg betrieben wird, eine intensivere Thätigkeit der Vegetation in gewisser Beziehung (Zersetzung der Kohlensäure, etc.) als ausgleichendes Moment wirkt, sofern nämlich in diesen Regionen der Agricultur engere Grenzen als in der Tiefe gesteckt sind, da dort früher Schneefälle eintreten und der gefallene Schnee später verschwindet, also der Sommer überhaupt kürzer ist.

337. Obwohl also auf hohen Bergen der Boden am Tage wärmer ist, als die Luft, so findet doch zur Nachtzeit das Umgekehrte statt. Auf dem Faulhorn z. B. betrug im August die Temperatur der Luft während der Nacht 5,04°, die des Bodens hingegen nur 2,63°. Der Grund davon liegt natürlich in der beträchtlichen Wärmeausstrahlung des Bodens, die in der Höhe viel bedeutender ist als in der Tiefe, und sich dann schon sehr bemerklich macht, wenn die Sonne noch nicht völlig untergegangen ist. So zeigte im August, als das Plateau des Montblanc seit einer Stunde im Schatten des Dôme du Gouté lag, ein in freier Luft aufgehängtes Thermometer —5,6°, ein mit Sand bedecktes —11,4° und ein anderes an der Oberfläche des Schnees —17°. Die nächtliche Ausstrahlung der Schneedecke scheint noch bedeutender als die Ausstrahlung des davon befreiten Bodens zu sein. Auf sehr hohen Bergen, wo keine Schmelzung stattfindet, ist der Schnee pulverförmig. So fanden ihn Martins und Bravais bei ihrem Besteigen des Montblanc am 28. August 1844. Dieser Schnee war in der

Nacht vom 15. auf den 16. August gefallen und bedeckte das grosse Plateau, auf welchem die Genannten drei Tage verweilten, nachdem sie vom Gipfel zurückgekehrt waren. Um Mitternacht während der vier Nächte zeigte das Thermometer an der Oberfläche des Schnees im Mittel —19,20° und ein anderes in der freien Luft —6,45°. Die Mittel aus Tag und Nacht gaben für den Schnee in einer Tiefe von 7¾ Zoll —9,7°, und für die Luft —4,52. In der bezeichneten Tiefe stieg das Thermometer nie höher als —8,2°, während sich an der Oberfläche der Schneedecke die Eigenthümlichkeit zeigte, dass die Temperatur Mittags + 1° erreichte, ohne dass der Schnee schmolz. Flockiger Schnee, der im Winter der nördlichen Gegenden den Boden bedeckt, erkaltet durch Ausstrahlung weniger als jener pulverige.

338. Was nun die auf hohen Bergen herrschende Kälte der Luft betrifft, so wird dieselbe durch mehrere bekannte Ursachen herbeigeführt, deren Zusammenwirken neuerdings Martins.[1]) hervorgehoben hat. Es kommt hier in Betracht die überhaupt nach der Höhe abnehmende Temperatur der Luft (S. 91 ff.), indem die höher gelegene dünnere Luft bei gleichem Volumen durch Absorption der Sonnenstrahlen sich viel weniger erwärmt, als die tiefere, dichtere, was natürlich auch bezüglich der Erwärmung gilt, welche die dünnere Luft auf den Bergen durch die Wärmeausstrahlung des Bodens erfährt. Eine zweite Ursache jener Kälte ist die bedeutende Ausstrahlung, welche auf hohen Bergen während der Nacht und zum Theil auch schon am Tage stattfindet, was namentlich dann sehr auffällig sein wird, wenn die Luft mit Schnee in Berührung steht, der das ganze Jahr hindurch liegen bleibt. Drittens bewirkt auch die auf hohen Bergen, wegen des geringeren Luftdruckes, beschleunigte Verdampfung eine Erkaltung des Bodens und der ihn berührenden Luftschicht. In nächster Beziehung hiermit steht das sog. Rauchen oder Brauen der Berge, indem, wenn die Luft ihrem Sättigungspunkte nahe ist, über Quellen oder sonstigen feuchten Stellen Nebel aufsteigen, die aus der Ferne gesehen rauchähnlichen Massen gleichen. Natürlich wird die Verdampfung bei trockner Luft am bedeutendsten sein; auf hohen Bergen ist aber die Luft oft sehr trocken, namentlich im Sommer bei heiterem Wetter. Indessen haben wir schon früher (S. 268) bemerkt, dass die relative

[1]) Ann. de Chim. et de Phys. T. LVIII. p. 208.

Feuchtigkeit auf Bergen im Allgemeinen nicht geringer als in der Tiefe betrachtet werden dürfe. Wie in der Ebene so ist auch die Luft in der Höhe mit Feuchtigkeit übersättigt, wenn es regnet oder die Gipfel mit Wolken eingehüllt sind. Begünstigt wird das Hervortreten der Kälte auf hohen Bergen namentlich noch durch den beständigen Luftwechsel, der daselbst sogar dann in auffälliger Weise stattfindet, wenn in der Tiefe die grösste Ruhe herrscht. Physiologisch bedeutsam für das Kältegefühl auf hohen Bergen ist auch der Umstand, dass die Körperwärme durch das Athmen verdünnter Luft vermindert wird. Endlich kann noch der aus der Tiefe aufsteigende Luftstrom in Folge seiner Verdünnung einen Beitrag zur Kälte auf hohen Bergen geben, indem derselbe während seines Aufsteigens einem immer geringeren Drucke ausgesetzt wird, und daher sich immer mehr ausdehnend, den Bergwänden Wärme entzieht. Wie hoch man diesen abkühlenden Einfluss zu schätzen hat, ist noch unbestimmt. Nach einigen Versuchen soll die Luft beim Aufsteigen etwa für je 1000 Fuss um 1° erkalten, nach anderen Angaben schon für je 575 Fuss. Umgekehrt erkennt man, dass hohe Berge, namentlich mit Schnee bedeckte Hochgebirge, wieder einen erkaltenden Einfluss auf die tieferen Regionen ausüben können, indem die oben erkaltete Luft sich herabsenkt.

339. Ueber die Analogie der klimatischen Einflüsse der Schweiz und Norwegens hat Forbes [1]) einige Betrachtungen angestellt. Die Erhebung der Alpenthäler bringt Wirkungen hervor, die denen der höheren Breiten Norwegens in mancher Beziehung analog sind. Bekannt ist die intensive Hitze der Sommertage in beiden Lagen; sie wird in Norwegen durch den fast beständigen Sonnenschein, in der Schweiz durch den Einfluss der Höhe erzeugt, indem hier, wie wir wissen, eine grössere directe Wirkung der Sonnenstrahlen statt hat. In beiden Lagen wird auf ähnliche Weise die Kälte des Winters gesteigert. Die Masse des fallenden Regens ist in Norwegen freilich wegen der Nähe des atlantischen Oceans sehr gross, aber die enormen Massen der Alpen begünstigen die Wolkenbildung bis zu einem Grade, der dieses Verhältniss so ziemlich wieder ausgleicht. Während die Ebenen der Schweiz und Piemonts jährlich nur 30 bis 35 Zoll Regen haben, beträgt der Regenfall auf dem St. Bernhard (8000 F.), natürlich vorzugsweise in

[1]) Norway and its Glaciers visited in 1851.

der Form von Schnee, beinahe 60 Zoll, und in den südlichen Alpen kommt die Regenmenge der zu Bergen (in Norwegen) fast völlig gleich [1]).

340. Bei Betrachtung über die Temperaturabnahme der Luft nach der Höhe haben wir (S. 95 f.) darauf hingewiesen, dass in Folge atmosphärischer Strömungen eine anomale Temperaturvertheilung bewirkt werden kann, dergestalt, dass beim Aufsteigen in der freien Atmosphäre Rückgänge zu höheren Temperaturen stattfinden und erst über eine gewisse Grenze hinaus eine dauernde Temperaturabnahme sich herausstellt. Aehnlichen Verhältnissen, oft längere Zeit hindurch, begegnet man nun auch in Gebirgsregionen. Ein bekanntes Beispiel hierfür bieten die südnorischen und karnischen Alpen, wo im Winter ein nicht unbeträchtliches Steigen der Temperatur mit wachsender Höhe hervortritt. Im December und Januar finden sich daselbst Stationen, die, obwohl sie um 3000 Fuss höher als andere liegen, doch um 1^0 bis 2^0 wärmer als diese sind. Die Erscheinung erklärt sich aus dem Uebereinanderwehen verschiedener Luftströmungen. Während unten noch ein kalter nördlicher Wind herrscht, weht in der Höhe der wärmere Aequatorialstrom.

341. Unter den Ursachen, welche in klimatischer Hinsicht bedeutsam sind, haben wir noch der Waldungen zu gedenken, deren Einfluss zuvörderst in Rücksicht der Feuchtigkeitsverhältnisse evident am Tage liegt. Es fehlt nicht an Beispielen, die zur Genüge bezeugen, dass durch Abholzungen Quellen verschwunden, bei neuem Nachwuchse aber wieder gekommen sind. Die Ursache liegt nahe. Auf bepflanztem (bewaldetem) Boden ist der Abfluss des Regenwassers, indem sich seinem Laufe überall Hindernisse, wie Bäume, Moose, Rasen etc. entgegenstellen, verhältnissmässig viel langsamer als auf nacktem Boden, der namentlich, wenn er steile Abhänge bietet, einen raschen Ablauf des Wassers und dabei verheerende Wirkungen desselben gestattet; daher die Wälder auch ein vortreffliches Schutzmittel gegen Ueberschwemmungen sind, die sie jedenfalls mässigen. Zu jenen Hindernissen, welche der bewaldete Boden selbst dem Abflusse des Regenwassers in den Weg stellt, gesellen sich noch einige andere. So werden starke Regengüsse durch den Widerstand der Blätter und Zweige in ihrer Gewalt gebrochen, und

---

[1]) Ueber die Regenverhältnisse in d. Alpen s. auch Prettner: Beiträge zur Klimatologie der Alpen. 1855.

ein nicht unbeträchtlicher Theil des Wassers genöthigt, an der Oberfläche der Bäume herabzurieseln. Sodann besitzt der Waldboden, besonders bei einer starken Lage von Humus, eine beträchtliche Absorptionsfähigkeit für Wasser, von dem er um so mehr aufnehmen kann, als der Abfluss auch sonst, wegen der angeführten Gründe, ein langsamer ist. Auch mögen die Wurzeln, wie Brogniart hervorgehoben, zum Theil die Durchdringlichkeit des Bodens vermehren. Endlich ist der Waldboden gegen die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen geschützt, wodurch der Verlust des tropfbaren Wassers durch Verdunstung beträchtlich vermindert wird. Dass dies Alles auf die Entstehung und den Wasserreichthum der Quellen von hoher Bedeutung ist, kann keinem Zweifel unterliegen. Der bewaldete Boden wird eine verhältnissmässig viel grössere Regenmenge zurückhalten, als der unbewaldete.

342. Der so eben hervorgehobene Einfluss der Waldungen bezieht sich lediglich auf das herabgefallene Regenwasser. Es ist aber nicht zu bezweifeln, dass die Wälder auch einen Einfluss auf die Vermehrung oder Häufigkeit wässeriger Niederschläge haben. Der Umstand, dass der Boden durch das Laubdach der Bäume gegen die unmittelbare Einwirkung der Sonnenstrahlen geschützt ist, verleiht der Luft im Walde eine grössere Kühle und zum Theil auch eine grössere relative Feuchtigkeit. Ferner bieten, wie A. v. Humboldt bemerkte, die vielen appendiculären Organe (Blätter) der Bäume eine grosse durch Ausstrahlung sich abkühlende Oberfläche dar, was der Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes förderlich ist. Drittens findet durch dieselben Organe eine reichliche Verdunstung wässeriger von den Wurzeln aufgenommenen Feuchtigkeit statt, so dass also die Wälder eine feuchte Atmosphäre um sich verbreiten. Freilich würde dies in geringerem Maasse der Fall sein, wenn es wahr wäre, was man häufig behauptet hat, dass nämlich die Blätter der Pflanzen Wasserdampf aus der Atmosphäre aufnehmen; es würde dann vorzugsweise die Abkühlung durch Ausstrahlung übrig bleiben, die immerhin noch eine grössere relative Feuchtigkeit bewirken und zu einer reichlichen Thaubildung durch Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes Anlass geben könnte. Indessen haben neuere Versuche von Unger [1]) gelehrt, dass die Blätter der Pflanzen in ihrer normalen Function

[1]) Berichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien. Bd. IX. S. 885.

kein dampfförmiges Wasser aufnehmen, sondern dass ihnen durchaus unter allen Umständen vielmehr die entgegengesetzte Verrichtung, nämlich Abgabe von Wasserdunst an die Atmosphäre, zukomme: sowohl während der Nacht als am Tage, zu dieser Zeit jedoch in der Regel stärker. Sonach können wir annehmen, dass die über Wäldern schwebende Luft relativ feuchter, d. h. ihrer Sättigung mit Wasserdämpfen näher ist, als die Luft, welche unter sonst gleichen Umständen über unbewaldetem Boden schwebt. Daher werden denn auch Wälder, wenn sie mit Wasserdampf beladene Winde treffen, eher durch Condensation dieses Dampfes zur Bildung von Wolken und wässerigen Niederschlägen Anlass geben, nicht aber die Feuchtigkeit der Atmosphäre, wie man öfter sagt, anziehen.

343. Zeugnisse, welche für die Verminderung der Regenfälle durch Ausrottung der Wälder sprechen, gibt es viele. Moreau de Jonnes [1]) theilt mit, dass die grosse Hitze und Trockenheit eines Theiles von Persien, der Tartarei, selbst der Gegenden um Kabul und der Wüste Sind eine Folge der Ausrottung der Bäume sei. Auf den Cap-Verdischen Inseln und auf Barbadoes soll wegen zu starker Ausrottung der Wälder oft in drei Jahren kein Tropfen Regen fallen, so dass Alles verdörrt. Auf St. Helena hingegen hat sich die Regenmenge fast in demselben Verhältnisse vermehrt, als die bewaldete Oberfläche zugenommen; dieselbe ist jetzt doppelt so gross, als zur Zeit des Aufenthaltes Napoleon I. In Ober-Aegypten haben die früher häufigen Regen aufgehört, seitdem von den Arabern die Bäume auf der Grenze des Nilthales gegen Lybien und Arabien hin vertilgt wurden. Dagegen sind in Cairo und Alexandrien (in Unter-Aegypten) in Folge grossartiger Anpflanzungen die Regen viel häufiger geworden. In Malta hinwiederum hat man zum Behufe ausgedehnterer Baumwollencultur die Bäume ausgerottet, und seitdem sind die Regen viel seltener. Wie Blanqui berichtet, war bis zum October 1841, wo er dort war, seit drei Jahren nicht der geringste Regen gefallen. Vor 1821 besass die Provence, namentlich das Vardepartement, einen Reichthum von Bächen und Quellen; in diesem Jahre aber erfroren die Oelbäume, die durch ihre Menge gewissermaassen Wälder bildeten, und im Jahre 1822 fing man an, diese Bäume bis auf die Wurzel abzuhauen, von welcher Zeit an

[1]) Veränderungen durch Ausrottung der Wälder. Aus dem Französ. von Wiedemann. 1828. — Vgl. Bronn, Geschichte der Natur. II.

e Quellen versiegten und der Ackerbau schwierig ward [1]). Für e heissen Gegenden der Erde, sagt Dove [2]), ist ersichtlich, wel- ıen Einfluss die Verwüstung äussert, die man Cultur des Landes ennt. „Die Inseln des grünen Vorgebirges, auf welche mitunter ıehrere Jahre kein Tropfen Regen herabfällt, und die Canaren ha- en, als der Urwald unter der Axt der europäischen Ansiedler fiel der wie auf den Azoren niedergebrannt wurde, sich immer mehr ı nackte Felsen verwandelt; denn mit dem Walde, der sie bekleidete, nd die Regen verschwunden oder seltner geworden, welche, als r noch den Boden beschattete, die Erde tränkten. Aus ähnlichen ründen versiegten, wie Boussingault von Südamerika berichtet, die uellen in der Nähe einer schnell aufblühenden Niederlassung. Aber ie langen Kämpfe, welche dem Losreissen der Colonien von Spanien ılgten, verscheuchten die Ansiedler, der Urwald gewann das ihm bgewonnene Terrain wieder und seit der Zeit ist mit dem wieder äufiger gewordenen Regen der alte Wasserreichthum zurückgekehrt."

344. Freilich wird der Einfluss der Wälder immerhin nur in localer, wenn auch in dieser Beziehung ein sehr bedeutsamer ein und bleiben. Die Veränderungen, welche in climatischer Hin- ıcht durch die Ausrottung der Wälder und das Austrocknen der ümpfe herbeigeführt werden können, erscheinen dem grossen Ge- ensatze der Meere und Continente gegenüber als verschwindende rössen. Ob aber in thermischer Hinsicht die Wirkung des Aus- ottens der Wälder und des Austrocknens der Sümpfe, wie man fter angenommen hat, ein die Extreme abstumpfender ist, also as Klima gleichmässiger macht: milder im Winter, kühler im Som- ner, ist fraglich und allgemein genommen wohl nicht richtig. Je- enfalls ist hierbei im Hinblick auf besondere Gegenden deren Lage m Verhältniss zu ihrer weiteren Umgebung, ihre Höhe und Ent- ernung vom Meere, so wie noch manches Andere zu beachten, da ı das Klima einer Gegend bekanntermaasen von einer Mehrheit erschiedener Factoren abhängig ist. Natürlich kommt dabei auch as Verhältniss zwischen den bewaldeten und nackten Terrains in etracht, nebst dem Umstande, ob beide in demselben Niveau oder ie bewaldeten etwa nur in der Höhe vorkommen. Unter verschie-

[1]) Bezüglich des Einflusses der Wälder ist auch zu vergleichen: J. Clavé in er Revue des deux mondes: „le reboisement et le régime des eaux en France."

[2]) Zeitschr. für Allgem. Erdkunde. Bd. II. Hft. 1.

denen Umständen kann wohl die Ausrottung ausgedehnter Waldungen bezüglich gewisser Striche entgegengesetzte thermische Effecte zur Folge haben. Gewiss wird innerhalb eines ausgedehnten waldigen Terrains, namentlich wenn es wegen seiner Bodenbeschaffenheit zur Entstehung vieler Sümpfe Anlass gibt, die Temperatur im Sommer verhältnissmässig kühl bleiben, die Winterkälte aber vielleicht um so bedeutender sein. Die Abholzung eines solchen Terrains würde also wärmere Sommer und mildere Winter bringen, mithin im Ganzen Temperatur erhöhend wirken. Dies stimmt überein mit einer Angabe von Larochefoucauld, nach welcher in ganz Canada seit Ausrottung der Wälder die Sommer heisser und länger, die Winter hingegen milder geworden sein sollen. Im Hinblick auf andere Länderstriche lauten die Angaben abweichend, was wegen der Mehrheit der das Klima bedingenden Ursachen nicht befremden kann. Bei Betrachtung des Einflusses, welchen die Ausrottung der Wälder auf die Temperaturverhältnisse gewisser Gegenden haben kann, ist noch der Schutz zu berücksichtigen, welchen die Waldungen gegen Winde gewähren können, wie es denn auch bekannt ist, dass manche nackte Terrains inmitten eines grossen Waldes — aus nahe liegenden Gründen — im Sommer eine ungewöhnlich hohe Temperatur erreichen. — Dass manche Veränderungen, die sich hie und da im Klima verschiedener Gegenden kund gegeben, auf Rechnung localer Einflüsse, namentlich der Ausrottung der Wälder, des Austrocknens der Sümpfe u. dgl. kommen, ist nicht zu bezweifeln.

345. Indessen hat man aus einer Reihe von Thatsachen, die wir über das Klima verschiedener Länder seit den historischen Zeiten besitzen, entnommen, dass dieselben in Beziehung auf die mittlere Jahrestemperatur oder hinsichtlich der Vertheilung der Wärme auf die Jahreszeiten eine merkliche und bleibende Aenderung nicht erlitten haben. So hat sich auf Grund vieler von Arago [1]) gesammelten Thatsachen die Mitteltemperatur von Westasien seit Moses, diejenige von Süd- und Mitteleuropa seit den Zeiten der Römer nicht merklich geändert. Zu demselben Resultate kam Schouw [2]) für Dänemark und Skandinavien, deren Mittelwärme hiernach seit den ältesten historischen Zeugnissen dieselbe geblieben ist.

---

[1]) Unterh. I. 1837; Annuaire 1835.

[2]) Hertha X., 1827.

Die meisten der hier in Betracht gezogenen Thatsachen be-
ten sich auf das Zufrieren der Flüsse, die Ausdehnung der Glet-
er, die Wassermenge der Ströme, vornehmlich aber auch auf
Anbau nutzbarer Gewächse und das Reifen der Früchte. So
ss man, dass die Dattelpalme nur bei einer mittleren Jahrestem-
atur von 21° reife Früchte bringt, während der Weinstock da
ht mehr gebaut werden kann, wo die mittlere Temperatur 22°
rsteigt. Hiernach war die mittlere Temperatur von Palästina,
ches zu Moses Zeiten Datteln und Trauben hervorbrachte, unge-
r 21,5°. Diese mittlere Temperatur herrscht nun auch jetzt
:h daselbst, woraus sich entnehmen lässt, dass sich das Klima
i Palästina seit 3300 Jahren nicht merklich geändert haben kann.
:h Strabo's Bericht bildeten die Cevennen in Gallia narbonensis
nördliche Grenze des Oelbaumes, was auch noch heute so ist.
:h Theophrast konnten von der in Griechenland aus Persien ein-
ihrten *Cordya myxa* nur in Cypern geniessbare Früchte erhal-
werden, nicht nördlicher, und dies ist auch in unsern Tagen
h der Fall. Varro setzt die Weinlese bei Rom zwischen den
September und den 23. October, jetzt fällt sie im Durchschnitt
ler Jahre auf den 2. October [1]).

Beachtenswerth erscheint auch noch Folgendes [2]). Unter der
ssen Reihe der in den Kellern der Pariser Sternwarte angestell-
Beobachtungen finden sich zwei von Messier, welche die mitt-
: Temperatur des Jahres 1776 zu 9,5° geben. Dieselbe Zahl
d sich im Jahre 1826. Ferner hat die Auffindung einer grossen
zahl Thermometer der Academia del Cimento es möglich gemacht,
von Rainieri von 1655 bis 1677 angestellten Beobachtungen
die Reaumur'sche Scale zu übertragen; demzufolge geschehen
i die Schwankungen jetzt noch in engeren Grenzen um dasselbe
tel wie damals.

346. Gleichwohl ist es auf Grund aller jener Angaben nicht
tattet, den Gedanken an eine zwischen gewissen Grenzen sich
tende seculare Aenderung der Lufttemperatur ohne Weiteres zu-
kzuweisen. Den Nachweis einer secularen periodischen Aende-
ig der Lufttemperatur hat neuerdings K. Fritsch [3]) aus vieljähri-

[1]) s. Gay-Lussac: Ann. de Chim. et de Phys. T. XXVII. p. 407.
[2]) Dove, Meteorol. Unters. S. 95 f.
[3]) Berichte der kais. Akademie in Wien. Bd IX. S. 902.

gen an mehreren Orten angestellten Beobachtungen zu geben gesucht. Das in Anwendung gebrachte Beobachtungsmaterial besteht in jährlichen Temperaturmitteln, abgeleitet aus Beobachtungen in Wien (von 1755—1850), in Prag (von 1774—1850), Mailand (von 1763—1850), Kremsmünster (von 1768—1850) und Berlin (von 1719—1850). Die Jahresmittel dieser Beobachtungsreihen hat Fritsch in einer besonderen Tabelle zusammengestellt und dann noch den Gang der mittleren Temperatur in Gruppen von 20 zu 20 Jahren verfolgt, wie es folgende Tabelle zeigt.

Zwanzigjährige Mittel der Temperatur.

Jahr.	Wien.	Prag.	Mailand.	Krems-münster.	Berlin.
1731—1750	—	—	—	—	6,68°
1741—1760	—	—	—	—	7,53
1751—1770	—	—	—	—	8,23
1761—1780	—	—	10,25°	6,83°	8,01
1771—1790	8,10°	7,51°	10,27	7,11	7,45
1781—1800	8,37	7,72	10,38	6,80	7,19
1791—1810	8,40	8,15	10,43	6,42	7,07
1801—1820	8,23	7,87	10,16	6,36	6,67
1811—1830	8,09	7,77	10,20	6,35	6,95
1821—1840	7,88	7,55	9,86	6,22	7,29
1831—1850	7,60	7,25	9,44	6,14	—

Hiernach scheint an den genannten Orten die mittlere Temperatur bereits eine beträchtliche Reihe von Jahren hindurch in ununterbrochener Abnahme begriffen zu sein, obwohl diese Abnahme erst in vielen Decennien die Grösse eines Grades erreicht. Es scheinen aber auch die Beobachtungen der letzten Decennien des vorigen Jahrhunderts zu bekunden, dass der Abnahme der Temperatur in diesem Säculum eine ähnliche Zunahme in dem vorigen vorausgegangen ist, und daher wahrscheinlich die dermalige Abnahme in der Folge wieder in eine allmälige Zunahme übergehen wird, worauf wenigstens die Berliner Beobachtungen, die einen Zeitraum von 120 Jahren umfassen, hindeuten.

Für die einzelnen Orte ergaben sich folgende Epochen des Maximums der mittleren Jahrestemperatur:

Wien	1800	mit	+ 8,40°
Prag	1800	-	+ 8,15
Mailand	1800	-	+ 10,43
Kremsmünster	1780	-	+ 7,11
Berlin	1760	-	+ 8,23

on da an nahm die Temperatur ab, in

Wien	bis 1840	auf	+ 7,60°,	also	um	0,80°
Prag	- 1840	-	+ 7,25	-	-	0,90
Mailand	- 1840	-	+ 9,44	-	-	0,99
Kremsmünster	- 1840	-	+ 6,14	-	-	0,97
Berlin	- 1810	-	+ 6,67	-	-	1,56

Später kam Fritsch [1]) noch in Rücksicht einiger anderer Orte Hohen-Peissenberg, Regensburg, St. Petersburg) zu demselben Resultate, dass nämlich die mittlere Temperatur seit mehreren Decennien in steter, wenn auch langsamer und nicht überall gleicher Abnahme begriffen sei. Auch wurde derselbe durch eine Reihe von Zusammenstellungen zu der Ansicht geführt, dass die Temperatur mit Zunahme der Sonnenflecken von ihrem Maximum an jährlich um 0,4° R. sinke, mit dem Abnehmen dieser Flecken vom Maximum an jährlich wieder eben so viel steige, und dass diese Ab- und Zunahme der Mitteltemperatur einen Zeitraum von 11 Jahren umfasse, so dass die höchsten Temperaturen mit jenen Jahren zusammenfallen, in welchen, nach R. Wolf in Bern, die Sonnenflecken ein Minimum sind.

347. Mittheilungen zur Bestätigung des von Fritsch versuchten Nachweises einer secularen Aenderung der Lufttemperatur besitzen wir von G. K. Zimmermann [2]), der schon vorher zu dem Schlusse gekommen war, dass Hamburg's Klima allmälig etwas kälter werde. Die Arbeit von Fritsch gab Zimmermann Anlass, die Mitteltemperaturen nach verschiedenen Methoden zu berechnen und die ganze Reihe der Beobachtungsjahre in verschiedene Gruppen zu theilen. Hiernach ergab sich nun, dass seit dem Jahre 1824 eine Erniedrigung der Temperatur um 0,292° eingetreten sei; besonders kleinen Winter und Frühling, so wie, wenn auch wenig, der Sommer kälter, der Herbst aber um ein höchst geringes wärmer ge-

[1]) Ber. d. kais. Akad. d. Wissens. in Wien. Bd. XI. S. 499; 773.

[2]) Poggend. Ann. Bd. XCVIII S. 307.

worden zu sein. Es war nämlich in dem Zeitraume von 1807 bis 1824 die Mitteltemperatur des Winters + 0,26°, des Frühlings + 6,72°, des Sommers + 14,09°, des Herbstes + 7,33°, dagegen in der Zeit von 1825 bis 1855 die Mitteltemperatur des Winters — 0,215°, des Frühlings + 6,256°, des Sommers + 13,918°, des Herbstes + 7,347°. Als Mitteltemperatur für 1807 bis 1830 fand sich + 7,10°, hingegen für die Zeit von 1831 bis 1855 nur + 6,77°. Die Eintheilung der Beobachtungsreihe von 1807 bis 1855 in zehnjährige Perioden gab folgendes Verhältniss:

Von	1807	bis	1815	war	die Mitteltemperatur	+ 6,81°
-	1816	-	1825	-	-	+ 7,62
-	1826	-	1835	-	-	+ 7,23
-	1836	-	1845	-	-	+ 6,78
-	1846	-	1855	-	-	+ 6,38

Nach dieser Zusammenstellung fand also von 1816 bis 1825 eine Zunahme der Temperatur, von 1826 an aber eine ziemlich regelmässige Abnahme derselben statt, und zwar durchschnittlich 0,4.

In Hinsicht auf die von Fritsch hervorgehobene Ansicht, dass die seculäre Aenderung der Temperatur mit der von R. Wolf gefundenen Periode der Zu- und Abnahme der Sonnenflecken in causalem Zusammenhange stehe, fand Zimmermann nichts Bestätigendes. Dass die Zu- und Abnahme der Sonnenflecken auf unsere Temperaturverhältnisse einigen Einfluss übt, folgt mit einiger Wahrscheinlichkeit schon aus den von Schwabe darüber angestellten Untersuchungen. Indem Zimmermann die Beobachtungsreihe von 1807 bis 1855 bezüglich der Sonnenflecken und mittleren Temperaturen (zu Hamburg) in fünfjährige Abschnitte theilte, wurde zwar ein Zusammentreffen der Vermehrung und Verminderung der Sonnenflecken mit der Ab- und Zunahme der Temperatur angedeutet; aber dieses Zusammentreffen war kein constantes, und traf noch weniger in allen Jahren zu. Eine weitere Zusammenstellung ergab, dass die Extreme der Sonnenflecken-Gruppen und der Lufttemperatur nicht in denselben Jahren auf gleiche Weise zusammentreffen. Das Maximum und Minimum der Temperatur folgt entweder dem Minimum und Maximum der Sonnenflecken, oder geht diesem ein oder ein Paar Jahre voraus.

Die in Rede stehende Abnahme der mittleren Lufttemperatur scheint mit dem Jahre 1836 begonnen zu haben. Seit diesem Jahre scheinen, wie Zimmermann bemerkt, die Winter nicht nur

kälter geworden, sondern auch von längerer Dauer gewesen zu sein. So betrug von 1831/2 bis 1840/1 die Dauer des Winters 64,9 Tage mit 26,7 Frosttagen, von 1841/2 bis 1850/1 aber 85 Tage mit 35,8 Frosttagen, und für die Jahre 1851/2 bis 1854/5 131 Tage mit 57 Frosttagen.

Indessen sind diese Untersuchungen über eine seculäre periodische Aenderung der Lufttemperatur noch keineswegs völlig schlussreif. Eine zweckmässige Benutzung längerer Beobachtungsreihen wird erst noch endgiltig zu entscheiden haben.

348. Vorübergehende, vorzugsweise in den Windverhältnissen begründete, Abweichungen von der normalen Vertheilung der Wärme oder von den mittleren Temperaturverhältnissen, wie sie aus den Beobachtungen längerer Zeiträume bestimmt vorliegen, hat man schon öfter wahrgenommen. Gehörigen Orts haben wir hervorgehoben (Nr. 39), dass die mittlere Temperatur eines und desselben Monates, wenn man sie von einem Jahre zum anderen bestimmt, sich nicht selten als sehr veränderlich erweist. Dasselbe gilt für die mittleren Temperaturen der einzelnen Jahreszeiten. Als weniger variabel ergab sich die mittlere Jahrestemperatur, doch zeigen sich auch hier oft Differenzen, mitunter sogar von mehreren Graden, wenn man die aus einer längeren Reihe von Jahren bestimmte Mitteltemperatur eines Ortes mit den mittleren Temperaturen einzelner Jahre vergleicht. Aus einer von Dove vorgenommenen Zusammenstellung thermometrischer Beobachtungen, welche 116 Jahre umfasst, ergab sich, dass solche Abweichungen sich gleichzeitig oder fortschreitend über ganze Länder und Welttheile erstrecken (s. S. 70 f.), und dass dieselben mit wachsender Entfernung von dem Punkte, auf welchen das Maximum der Wärme- oder Kältedifferenz fällt, im Allgemeinen sowohl in der Richtung der Parallelkreise als in der Richtung der Meridiane abnehmen, so dass man endlich zu einer Grenze kommt, über welche hinaus Abweichungen im entgegengesetzten Sinne stattfinden. Vom Juni 1815 bis December 1816 z. B. war die Temperatur im westlichen Europa und nordöstlichen Amerika ungewöhnlich niedrig, dagegen im östlichen Europa ungewöhnlich hoch. Im December 1829 fiel das Maximum der Kälte auf Berlin; die Erniedrigung der Temperatur war in Kasan noch sehr merklich, wohingegen zu derselben Zeit in Sibirien und Nordamerika gelinde Witterung herrschte. Insbesondere stellte sich heraus, dass Amerika und Europa in der Regel einen solchen Ge-

gensatz bilden, dass ein strenger Winter dort mit einem milden in Europa zusammenfällt und umgekehrt.

Auf diese Erscheinungen gründete Dove die Annahme, dass es eigentlich nur zwei Luftströme gibt, welche unsere Witterungsverhältnisse bedingen, einen Polar- und einen Aequatorialstrom, die zwischen den Wendekreisen übereinander strömen, ausserhalb derselben aber in veränderlichen Betten nebeneinander, dass ihr einseitiges Vorwalten an einem bestimmten Orte die Extreme (resp. Abweichungen) erzeugt, ihr gegenseitiges Verdrängen hingegen den Wechsel bedingt, welcher das Bezeichnende unserer Witterungserscheinungen überhaupt ist. Indem zwischen den Wendekreisen die Luftmenge, welche unten nach dem Aequator fliesst, compensirt wird durch einen entgegengesetzten Strom in der Höhe, halten in der gemässigten Zone die nebeneinander fliessenden Ströme einander das Gleichgewicht dergestalt, dass das, was innerhalb eines Jahres über gewisse Stellen eines Parallels dem Pole zufliesst, über anderen Stellen desselben Parallels zum Aequator zurückkehrt. Dies ist nun eben zwischen Europa und Amerika der Fall.

349. Bei unseren Betrachtungen über das Klima verschiedener Gegenden haben wir gelegentlich auch der Vegetation gedacht, deren Eigenthümlichkeit im Fortschritte vom Aequator nach den Polen hin von den Temperatur-, und zum Theil auch von den Feuchtigkeitsverhältnissen abhängig ist. Schon die bekannte Eintheilung der Erdoberfläche in eine heisse, gemässigte und kalte Zone bietet nicht allein in Hinsicht auf die Wärme und einige andere meteorologische Elemente, sondern auch bezüglich der Vegetation manche charakteristische Unterschiede dar, obwohl jede dieser Zonen, wie wir erkannt haben, wieder Ungleichheiten des physischen Klimas und demgemäss auch Verschiedenheiten der Vegetation in sich schliesst.

Wählt man statt der Wende- und Polarkreise die entsprechenden Isothermen als Grenzlinien jener Klimate, so fallen im Hinblick auf beide Hemisphären die heissen Klimate ungefähr zwischen die nördliche und südliche Isotherme von 22°, die gemässigten zwischen die Isothermen von 22° und diejenigen von 0°, während die kalten Klimate den von den Isothermen von 0° gebildeten Kugelabschnitten der Erde zugehören. Die besonderen Eigenthümlichkeiten innerhalb jeder dieser Zonen geben die Systeme der Isothermen zu erkennen.

Mit der Abnahme der Wärme vom Aequator nach den Polen hin ist nun eine Veränderlichkeit der Pflanzendecke gegeben, dergestalt, dass sie nicht allein nach der Zahl der Arten, aus denen sie besteht, abnimmt, sondern auch noch anderweitige Modificationen darbietet. Ein Einfluss der mittleren Jahreswärme ist hier nicht zu verkennen. In den Ländern, wo der thermische Gegensatz in der jährlichen Periode nur gering ist und kein entschiedener Winter hervortritt, lassen die Jahresisothermen die Verbreitungsbezirke der Pflanzen ungefähr erkennen. So bedarf die Dattelpalme, um fruchtbar zu sein, einer mittleren Jahreswärme von nicht unter 20°, wogegen der Kastanienbaum eine mittlere Wärme über 20° nicht verträgt, daher also diese beiden Pflanzen an demselben Orte nicht gedeihen können. In grösserer Entfernung vom Aequator, wo der thermische Gegensatz in der jährlichen Periode bedeutender und die Jahreszeiten (Sommer und Winter) in ihrer bekannten Eigenthümlichkeit schärfer hervortreten, gewähren die mittleren Temperaturen des Sommers und Winters, oder statt der Jahresisothermen die sog. Isotheren und Isochimenen, bestimmtere Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Vegetationsverhältnisse. Hier kommt es in Rücksicht verschiedener Pflanzen, die eine bedeutende Winterkälte vertragen können oder gegen diese durch den Schnee geschützt sind, oder auch, wie manche Culturpflanzen, nur im Sommer gebaut werden, vorzugsweise auf die mittlere Temperatur der Sommermonate an. Einiger hierauf bezüglichen Beispiele haben wir schon früher gedacht. Zu Jakuzk in Sibirien kommt wegen der hohen Temperatur seiner Sommermonate noch Roggen und Sommerweizen zur Reife, während dies in Island nicht der Fall ist, obwohl dessen mittlere Jahrestemperatur beträchtlich höher als die von Jakuzk ist. Ebenfalls wegen der hohen Sommertemperatur erzeugt Ungarn vortrefflichen Wein, wogegen der kühle Sommer Englands kaum geniessbare Trauben liefert. Dafür kann aber im südwestlichen England, wegen der Milde des Winters, die Myrthe das ganze Jahr hindurch im Freien stehen. In Rücksicht dieser und anderer Pflanzen ist also namentlich die mittlere Temperatur des Winters von Belang.

350. Man erkennt leicht, dass bei solchen Betrachtungen über das Fortkommen und volle Gedeihen der Pflanzen die Kenntniss der mittleren Jahrestemperatur nicht ausreichend ist, es müssen auch noch die mittleren Temperaturen der einzelnen Jahreszeiten, insbesondere der einzelnen Monate berücksichtigt werden.

Natürlich ist auch der Boden, sowohl in mechanischer als in chemischer Hinsicht, für das Pflanzenleben von Bedeutung.

Bei denselben Pflanzen kann man die einzelnen Stadien der Entwickelung, namentlich der Blätter und Blüthen, allenfalls nach den mittleren Temperaturen der Frühlingsmonate verschiedener Orte beurtheilen. Man weiss, dass die Entwickelung der Blätter sowohl als der Blüthen immer später erfolgt, je mehr man sich von wärmeren nach kälteren Gegenden begibt, so wie auch, wenn man von der Ebene an den Abhängen eines Gebirges emporsteigt. Nach Schübler's Untersuchungen findet die Blüthenentwickelung bei dem Vorrücken des Standortes der Pflanzen nach Norden für jeden Grad wachsender Breite um 4 Tage später statt. Was aber die Verspätung im vertikalen Sinne betrifft, so hat man aus der Vergleichung mehrerer Angaben über die Temperaturabnahme nach der Höhe entnommen [1]), dass im mittleren Europa, innerhalb des gesammten Vegetationsgürtels, dessen obere Grenze etwa 8000 F. über dem Meere liegt, für je 600 F. eine Verzögerung des Pflanzenwuchses von 6 bis 8 Tagen, oder für je 100′ ein bis 1¼ Tag statt hat. Indessen sollen diese Werthe nur genäherte mittlere sein, so dass sich bei verschiedenen Pflanzen beträchtliche Abweichungen von denselben, sowohl im horizontalen als vertikalen Sinne, kundgeben.

351. Im Uebrigen hat sich herausgestellt, dass der Eintritt der Pflanzen in ein bestimmtes Stadium der Entwickelung nicht sowohl an eine bestimmte Wärmesumme, die sie vorher empfangen haben, sondern vielmehr an das Hervortreten eines bestimmten Wärmegrades geknüpft ist. Eine Bestätigung darüber fand Dove [2]) bei Gelegenheit einer Untersuchung über den Zusammenhang der Temperaturveränderungen der Atmosphäre und der oberen Erdschichten mit der Entwickelung der Pflanzen. Begreiflicher Weise können die Wärmeverhältnisse des Bodens, worin die Pflanzen wurzeln, nicht ohne Einfluss auf die letzteren sein. Diese Wärmeverhältnisse sind aber zum Theil anders als die der freien Atmosphäre. Da die Pflanzen der freien Wirkung der Sonnenstrahlen und dem vollen Einfluss der nächtlichen Ausstrahlung unterworfen sind, so darf man bei den Angaben unserer im Schatten aufgehängten Ther-

---

[1]) Berghaus, physik. Erdbeschreibung. 1847. S. 290.

[2]) Berichte der Berl. Akademie. 1846. S. 16 ff.

mometer nicht stehen bleiben, wenn man den Zusammenhang der Wärmephänomene mit dem Pflanzenleben prüfen will.

Beobachtungen, die im Pflanzengarten von Chiswick bei London von 1816 bis 1840 angestellt sind, haben ergeben, dass die Temperatur des der Insolation (Bestrahlung durch die Sonne) und der Ausstrahlung ausgesetzten Bodens, bestimmt durch ein Maximum- und Minimumthermometer, nur in den Wintermonaten mit der Temperatur der Atmosphäre, wie sie durch ein Registerthermometer im Schatten ermittelt wird, übereinstimmt, hingegen in den Sommermonaten höher ausfällt. Da dieser Ueberschuss der Temperatur des freien Bodens über die Temperatur im Schatten vorzugsweise von der Bestrahlung des Bodens am Tage abhängt, so ist zu erwarten, dass derselbe für Orte mit einem continentalen Klima noch erheblicher als für solche mit einem Seeklima sein wird.

Aus diesen Beobachtungen lässt sich entnehmen, dass bei beschatteten Waldpflanzen ein Anschliessen der Vegetationsgrenzen an die Linien gleicher Sommerwärme eher zu erwarten ist, als bei den Culturpflanzen, die so viel wie möglich der directen Wirkung der Sonne ausgesetzt sind.

Dagegen fand sich, dass die Unregelmässigkeiten der Temperaturverhältnisse einzelner Jahre für das freie und beschattete Thermometer fast stets parallel gehen, so dass in einem Jahre, dessen Temperatur zu niedrig ausfällt, sowohl der freie als der beschattete Boden weniger als seine normale Wärme empfängt. Doch ist der Verlust für den ersteren bedeutender als für den letzteren, was auch für den Gewinn in einem wärmeren Jahre gilt.

352. Um die Frage zu erledigen, welchen Antheil der Boden selbst an den normalen Witterungserscheinungen nimmt, bis zu welcher Tiefe sich eine ungewöhnliche Kälte oder Wärme geltend macht, unterwarf Dove [1]) in dieser Beziehung die von Quetelet in Brüssel angestellten Beobachtungen über die Bodenwärme einer Berechnung. Die Ergebnisse waren im Wesentlichen folgende. 1) Die nicht periodischen Veränderungen nehmen mit der Tiefe an Umfang ab, sowohl die absoluten als mittleren, unter mittleren Veränderungen die Mittel aus den Abweichungen aller einzelnen Jahre vom allgemeinen Mittel des ganzen Zeitraumes, unter absoluten den grössten Unterschied derselben verstanden. 2) Der besondere Witterungs-

[1]) s. a. O. S. 21 ff.

charakter eines bestimmten längeren Zeitraumes spricht sich in grösseren Tiefen durch eine ununterbrochene Erhöhung oder Erniedrigung der Temperatur aus. 3) Die in Brüssel auf der Südseite bis zu 0,80 Meter herabgehenden Thermometer zeigen in ihren nicht periodischen Aenderungen eine grosse Uebereinstimmung mit den an der Oberfläche erhaltenen, nur dass ihr Spielraum sich vermindert und sie etwas später eintreten. Daraus lässt sich entnehmen, dass die Pflanzen, deren Wurzeln nicht über diese Tiefe eindringen, auch an diesen Theilen im Allgemeinen analoge Wärmeänderungen erfahren, als an ihren über der Erde befindlichen Theilen. Beobachtungen in Upsala zeigen das verspätete Eintreffen normaler an der Oberfläche zuerst eintretender Wärmeerscheinungen in der Tiefe, besonders im Frühling, am deutlichsten, während im Winter die Erdschichten, wahrscheinlich durch eine Schneedecke geschützt, einen verhältnissmässig geringeren Antheil an den in freier Luft beobachteten normalen Wärmeerscheinungen nehmen. 4) Da das in 1 Meter Tiefe befindliche Thermometer in Brüssel im Gange seiner nicht periodischen Veränderungen mitunter erhebliche Abweichungen zeigt, so ist wahrscheinlich, dass die Erde an bestimmten Stellen (durch grössere Auflockerung, Feuchtigkeit, dichtere Beschattung, oder andere Ursachen) an den äusseren Veränderungen directeren Antheil nimmt als an anderen, wodurch sich vielleicht die Thatsache erläutern könnte, dass verschiedene Individuen derselben Pflanze in den Stadien ihrer Entwickelung oft grosse Abweichungen zeigen. 5) Den für die trocknen Erdschichten gefundenen Ergebnissen schliessen sich die an Quellen wahrgenommenen Erscheinungen an. Auch bei ziemlich constanten Quellen und zwar bei solchen, wo sich das Maximum der Sommerwärme und Winterkälte auffallend verspätet, zeigen sich entsprechende Temperaturerniedrigungen oder Temperaturerhöhungen, wenn die Lufttemperatur in einem bestimmten Jahre ungewöhnlich niedrig oder hoch war.

Da also die nicht periodischen Veränderungen eines der Insolation und Ausstrahlung frei ausgesetzten Thermometers sich anschliessen an den Gang eines im Schatten aufgehängten, und da auch die oberen Erdschichten, mögen sie nun trocken oder von Wasseradern durchströmt sein, in ihren unregelmässigen Veränderungen parallel gehen den Anomalien der im Schatten beobachteten Luftwärme, so darf man, bemerkt Dove, erwarten, dass die Vegetationsverhältnisse ebenfalls einen analogen Gang befolgen werden,

enn sie vorzugsweise durch die Temperatur bedingt werden. Dies
nn aber durch eine directe Vergleichung ermittelt werden. Dove
nutzte dazu die von O. Eisenlohr [1]) für den Zeitraum von 1779
s 1830 bezüglich der einzelnen Jahre mitgetheilten Angaben über
s Blühen der Schneeglöckchen, der Aprikosen, des Weinstockes,
er das Belauben und Entlauben der Eiche (*Quercus robur*), fer-
r über die Zeit der ersten reifen Kirschen und Trauben und der
rnreife. Vergleicht man nun die Temperatur jedes Monats
den einzelnen Jahren mit der Temperatur desselben, wie sie sich
s mittlere dieses Monats in dem ganzen Zeitraume ergibt, ebenso
s Eintreten eines bestimmten Stadiums des Pflanzenlebens in je-
m Jahre mit dem Eintritt desselben als Mittel des ganzen Zeit-
umes von 1779—1830, so wird sich herausstellen, ob überhaupt
n Zusammenhang zwischen beiden vorhanden, und ob derselbe
ch in der gleichzeitigen Temperatur mehr ausspricht, als in der
s vorhergehenden Zeitraumes. Die von Dove ausgeführten Rech-
ngen ergaben das erstere, woraus folgt, „dass eine Pflanze in ein
stimmtes Stadium der Entwickelung tritt, nicht sowohl wenn sie
ne bestimmte Wärmesumme empfangen hat, als vielmehr wenn
n bestimmter Wärmegrad eintritt".

358 Die wässerigen Niederschläge der Atmosphäre kommen
r das Pflanzenleben auf doppelte Weise in Betracht; einmal in-
fern die Pflanzen zu ihrer Entwickelung einer gewissen Quantität
n Feuchtigkeit bedürfen, und zweitens wegen des Einflusses, den
ese Niederschläge auf die Temperatur ausüben. Dieser Einfluss
t im Sommer ein die Temperatur erniedrigender, im Winter ein
eselbe erhöhender (S. 573 f.). Es zeigt sich aber, bemerkt Dove [2]),
rhältnissmässig eine viel geringere Uebereinstimmung zwischen
n Feuchtigkeitsverhältnissen und der Vegetation, als zwischen die-
r und der Temperatur. Der Grund, dass nasse Jahre in den
uf gekommen, dass sie vorzugsweise der Vegetation verderblich
nd, liegt, nach demselben, in einer anderen Erscheinung. Die
hen Temperaturen nämlich, welche im Sommer in Asien her-
rtreten, während der Kältepol der Erde zu dieser Zeit nach
ordamerika hin liegt, so dass die Isotherme des Juli das Nord-

[1]) Untersuch. über das Klima und die Witterungsverhältnisse von Karlsruhe. 832.

[2]) a. a. O. S. 26.

cap, Island, die Südspitze von Grönland und die Mitte von Labrador verbindet, bilden für die Luft dieser kalten Gegenden einen Anziehungsmittelpunkt, womit es zusammenhängt, dass im Juni in der Regel unsere Regenzeit mit Nordwestwinden eintritt (S. 324). Steigert sich nun in einem bestimmten Jahre dieses Verhältniss, indem nämlich die Intensität der Kälte am temporären Kältepol zunimmt, und ebenso die Wärme in der Richtung nach SO., so werden kalte Nordwestwinde noch dauernder vorherrschen und bei dem Uebergange vom Meere zum Lande eine Trübung hervorrufen, welche der Einwirkung der Sonne erheblichen Eintrag thut. „Es ist dann nicht sowohl die Quantität des Niederschlages bedeutend, als der stets sich erneuernde Process der Condensation verderblich."

Während nun unter gewissen Breiten die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre vorzugsweise als das Bedingende in der Entwickelung des Pflanzenlebens hervortreten, erscheint in anderen Breiten vor allem ihr Feuchtigkeitszustand von Bedeutung. So unterscheidet sich in den tropischen Gegenden die mittlere Wärme eines Jahres nur unerheblich von der eines anderen, wogegen die Menge des herabfallenden Regens in verschiedenen Jahren äusserst verschieden ist. Die Dauer der tropischen Regen hängt von der Dauer der Aufnahme eines Ortes in die Gegend der Windstillen ab, welche Dauer wieder bedingt ist durch die Breite dieser Zone und durch die Grösse der Verschiebung derselben in der jährlichen Periode (S. 317 f.). Da nun die Grösse dieser Verschiebung in den einzelnen Jahren nicht stets dieselbe ist und nicht allemal auf gleiche Weise erfolgt, so können auch der Anfang und das Ende der Regenzeit, so wie die Menge des herabfallenden Wassers nicht unveränderlich sein. Reiche Ernten oder vollständiger Misswachs, bemerkt Dove [1]), sind die unmittelbaren Folgen dieser Unterschiede, nicht blos da, wo die periodischen Ueberschwemmungen der Flüsse das Bedingende für die Entwickelung der Pflanzen sind, sondern auch auf Inseln, wo mächtige Ströme fehlen. Der westindische Pflanzer kümmert sich wenig um das Thermometer, das regelmässige Eintreten der Regenzeit ist für ihn von der grössten Bedeutung, darnach bestimmt er seine Aussicht auf einen mehr oder minder reichen Ertrag. In der gemässigten Zone tritt der Einfluss der Feuch-

[1]) Ueber die Vertheilung des Regens auf der Oberfläche der Erde in Zeitschrift für Allgemeine Erdkunde. Bd. II. Hft. 1. S. 1 ff.

tigkeit weniger entschieden hervor, hier sind nur die äussersten Extreme verderblich und die Wärme gilt unbedingt als das Hauptmoment. Dieser scheinbare Widerspruch löst sich, nach Dove, sehr einfach dadurch, dass in der gemässigten Zone bei ziemlich gleichbleibenden Feuchtigkeitsverhältnissen einzelner Jahre die Temperatur derselben die erheblichsten Unterschiede zeigt. Da nun jede Pflanze zu ihrer Entwickelung eine bestimmte Wärme und eine bestimmte Feuchtigkeit bedarf, so wird ihr Gedeihen, wenn dem einen Bedürfnisse in der Regel genügt wird, nur einseitig von dem anderen abzuhängen scheinen.

354. Im Hinblick auf die Eingenthümlichkeit, welche die Vegetationsdecke in verschiedenen Gegenden der Erdoberfläche darbietet, hat man versucht, die letztere in besondere Gürtel (oder Regionen) einzutheilen, deren Anzahl, je nachdem man mehr oder minder auf Specialitäten Bedacht genommen, bei verschiedenen Pflanzengeographen mehr oder weniger gross ausgefallen ist. Eine leichte Uebersichtlichkeit gewährt die von Meyen [1]) gegebene Eintheilung, nach welcher die heisse und kalte Zone in je zwei, die gemässigte aber in vier Gürtel zerfällt, so dass auf jeder Hemisphäre vom Aequator bis zum Pole im Ganzen 8 Gürtel erhalten werden. Dabei ist jedoch zu bemerken, dass hier feste Grenzlinien als wirkliche Vegetationsscheiden nicht zu ziehen sind, da die natürlichen Vegetationsbezirke der einzelnen Pflanzen sich allmälig in die Nachbarbezirke verlieren. Die von Meyen hervorgehobenen Pflanzenregionen, die wir hier nur nach einigen Hauptpunkten charakterisiren wollen, sind folgende:

1) Aequatorialzone; Region der Palmen und Bananen (zwischen 15° nördl. bis 15° südl. Breite). Eine hohe, im Laufe des Jahres ziemlich constante Wärme nebst einer grossen Menge atmosphärischer Feuchtigkeit bedingt hier eine massenhafte Entwickelung der Vegetation, deren Charakter vorherrschend durch die Formen der Palmen, der Musaceen, der baumartigen Gräser, der Pandanen, der Orchideen, der Mimosen und Lianen bestimmt ist. In den Urwäldern finden sich Wollbäume (Bombaceae) mit riesigen Stämmen, oft bedeckt mit Warzen und Stacheln eigenthümlicher Art, wie denn auch die zahlreichen Feigenbäume zu Stämmen von enormer

[1]) Grundriss der Pflanzengeographie. Berlin 1836.

Dicke heranwachsen. In dieser Zone begegnet man der grössten Mannigfaltigkeit von Formen und Farben. Die Blätter erscheinen grösser und glänzender als anderwärts, vornehmlich auch die Blüthen. Charakteristisch sind noch die vielen Schlingpflanzen, welche die benachbarten Stämme und Kronen mit einander verbinden.

2) Tropische Zone; Region der Farren- und Feigenbäume (von 15° bis $23^1/_2{}^0$ nördl. und südl. Breite), bietet im Allgemeinen einen ähnlichen, obschon weniger grossartigen, Vegetationscharakter wie die vorige Zone. Vorherrschende Pflanzenformen sind: Farren- und Feigenbäume, Palmen, Bananen, Myrthen, Orchideen, Lianen, Ananasgewächse, baumartige Gräser, Mimosen, Cycadeen, Casuarinen, etc. Ein charakteristischer Unterschied zwischen der Aequatorial- und tropischen Zone liegt darin, dass die Wälder in dieser Zone einen grösseren Reichthum an Unterholz, in jener hingegen an Schlingpflanzen besitzen.

3) Subtropische Zone; Region der Myrthen und Lorbeergewächse (von $23^1/_2{}^0$ bis 34° nördl. und südl. Breite). In dieser Zone finden sich noch, wenigstens in vielen Gegenden, tropische Gewächse, wie Palmen, Bananen und baumartige Gräser. Indessen macht sich auch schon ein merklicher Unterschied zwischen Sommer und Winter geltend, welcher letztere allerdings so mild ist, dass ein Stillstand der Vegetation nicht eintritt. Die Aenderungen der Wärmeverhältnisse im Laufe des Jahres bringen aber eine Veränderung der Flora mit sich, wogegen in den beiden oben erwähnten Zonen vorzugsweise ungleiche Feuchtigkeitsverhältnisse Vegetationsunterschiede bedingen, da die Wärme dort im Laufe des Jahres einem verhältnissmässig nur geringen Wechsel unterworfen ist. Charakteristisch sind für diese Zone, im Vergleich zu den obigen, Laubhölzer mit dicken, lederartigen und glänzenden Blättern.

4) Die wärmere temperirte Zone; Region der immergrünen Laubhölzer (von 34° bis 45° nördl. und südl. Breite) ist wie die vorige (subtropische) durch Laubhölzer mit dicken, lederartigen Blättern charakterisirt. Indessen kommen hier auch schon Laubhölzer mit zarten Blättern vor. Vorherrschende Formen sind: Eiche, Buche, Kastanie, Wallnussbaum, Esche, Fichte, Platane, Rosskastanie, Lorbeerbaum, Oelbaum, Theestrauch, Weinstock, Orangenbaum, Mandelbaum, Granatenbaum, Rosen, lilienartige Gewächse, strauchartige Farren, Cypressen, Myrthen, etc.

5) Kältere temperirte Zone; Region der Laubhölzer (von 45° bis 58° nördl. und südl. Breite), umfasst die brittischen Inseln, das nördliche Frankreich, ganz Deutschland, den südlichen Theil von Schweden, Polen, Ungarn, die südliche Hälfte von Russland, das nördliche Turan, das Altaische System und die Mandschurei, Kamtschatka, die Länder im Norden Mexicos und der Vereinigten Staaten bis zum Südrande der Hudsonsbay nebst Canada und Labrador. Auf der südlichen Hemisphäre sind Patagonien und Feuerland, die Falklands- und einige andere Inseln hierher zu rechnen.

Laubhölzer mit breiten, zarten (dünnen) Blättern sind in dieser Zone vorherrschend; aber auch Nadelhölzer (Kiefern) werden immer häufiger. Die Stämme der Waldbäume sind mit Moosen und Flechten bekleidet. Die vornehmsten Schlingpflanzen sind Hopfen, Epheu und Lonicera. Niedrige, gesellig wachsende Gräser treten in grössern Massen (Wiesen) auf. — Der Winter bringt einen Stillstand der Vegetation. Der Nordrand dieser Zone (58° N. Br.) ist für das westliche Europa ungefähr auch die Polargrenze der Buche, während der Ural die östliche Grenze der Eiche bildet. In Amerika findet sich in dieser Zone bereits die Polargrenze der meisten Culturpflanzen.

6) Die subarktische Zone; Region der Nadelhölzer (von 58° bis $66^1/_2{}^0$ nördl. und südl. Breite). Vorherrschende Pflanzenformen: Fichte, Tanne, Lärche, Zirbelfichte, Eberesche, Weide, Birke, isländisches Moos. Culturpflanzen in Süd-Grönland und Island: Kartoffeln, Rüben, Kohl; in Europa ausserdem noch: Hafer, Gerste, Roggen, Weizen, Buchweizen, Taback, Flachs, Hanf; in Sibirien: Hafer, Kartoffeln, Gerste. Wiesen mit niedrigen Gräsern finden sich noch vor, aber die Halbgräser nehmen entschieden zu, ebenso Flechten und Moose, welche viele Stellen überziehen.

7) Arktische Zone; Region der Alpenrosen (von $66^1/_2{}^0$ nördl. und südl. Breite). Fichten und Tannen kommen hier, wenigstens in Europa, noch vor. Die Birke bildet die Grenze der Baumvegetation. Die Wiesen werden selten, während ausgedehnte Flächen mit Moosen und dürren Flechten überzogen sind. Ausserdem findet sich noch eine niedrige Strauchvegetation. Culturpflanzen (Rüben, Kohl, Kartoffeln und Gerste) begegnet man in dieser Zone nur noch in Europa.

8) Polarzone; Region der Alpenkräuter (von 72° bis zu den Polen). Ueberall eine sehr dürftige Vegetation. Völliger Mangel an Bäumen und Sträuchern, von den Halbsträuchern nur wenige Formen als krautartige Gewächse auftretend. Meist bietet sich die Vegetation in rasenförmiger Ausbreitung dar. Grosse Strecken erscheinen aber, weil es an Dammerde und zum Theil auch an Wasser fehlt, ganz vegetationsleer. Während des kurzen Sommers kommen nur die Alpenkräuter zur Blüthe.

355. Da die Wärme im Fortschritt vom Aequator nach den Polen und auf Gebirgen nach der Höhe abnimmt, so haben wir immerhin, wegen der Abhängigkeit der Vegetation von der Wärme, einen gewissen Parallelismus in Hinsicht auf die Pflanzenvertheilung im wagerechten und vertikalen Sinne zu erwarten. In der That zeigt ein hoher Berg unter den Tropen nach der Höhe einen ähnlichen Pflanzenwechsel, wie man ihn vom Aequator nach dem Pole hin findet. In den oberen Regionen eines solchen Berges trifft man endlich Gewächse, welche denen der arktischen Zone entsprechen. Im Allgemeinen hat sich herausgestellt, dass die Grösse der Individuen, wie die Zahl der Arten und Gattungen in der Regel sowohl gegen den Pol als gegen die Schneelinie hin abnimmt, dass die Alpenflora der temperirten Zone hinsichtlich der Familien und Gattungen mit der Polarflora sehr nahe übereinstimmt, und eine bedeutende Zahl von Arten beiden gemeinschaftlich ist, dass endlich auch in der heissen Zone mit der Höhe die Vegetation sich allmälig mehr der nördlichen nähert. Indessen hat man in diesen Beziehungen auch viele Abweichungen erkannt, was nicht befremden darf, da die Wärme nach der geographischen Breite nicht auf dieselbe Weise wie nach der Höhe abnimmt, und überdies auch das Verhältniss der Luft- zur Bodenwärme in der Höhe zum Theil ein anderes als in der Tiefe ist. Dass die Durchsichtigkeit der Atmosphäre mit der Höhe grösser, mit der geographischen Breite im Allgemeinen geringer wird, ist uns bekannt, eben so auch die grössere directe Wirkung des Sonnenlichtes in der Höhe. Doch wird dies in den mehr polwärts gelegenen Ländern zum Theil wieder ausgeglichen durch die längeren Tage während des kurzen Vegetationscyclus. Andererseits werden die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten vom Aequator nach dem Pole hin immer bedeutender, während die Höhe in dieser Beziehung auf einem

Gebirge unter gegebener Breite einen viel geringeren Einfluss aus-übt. Abweichendes bieten auch die Feuchtigkeitsverhältnisse nach der Breite und nach der Höhe, obwohl der absolute Dampfgehalt der Atmosphäre im Allgemeinen sowohl nach der Breite als nach der Höhe abnimmt (s. S. 262 ff. u. 267 f.). Die Regenmenge vermindert sich im Allgemeinen mit zuehmender geographischer Breite, während sie auf vielen Gebirgen, wenigstens bis zu einer gewissen Grenze, nach der Höhe zunimmt.

Der Gedanke, dass die Vegetation einer gewissen Breite in wärmeren Ländern auf derjenigen Höhe zu suchen sei, wo dieselbe mittlere Jahrestemperatur herrscht, ist ein irrthümlicher, da die Vegetation unter hohen Breiten weniger von der mittleren Temperatur des Jahres, als von der Temperatur des kurzen Vegetationscyclus abhängt. So ist z. B. nach den Angaben von Schouw [1]) die mittlere Temperatur an der Baumgrenze unter dem Aequator + 9,8°, in der Schweiz + 1,2°, während sie an der Polargrenze der Bäume — 3,0° ist. Die obere Grenze des Getreides trifft man am Aequator bei + 12,8°, in der Schweiz bei + 5,3°, während an der Polargrenze die mittlere Temperatur gleichfalls unter dem Gefrierpunkte liegt.

Meyen hat bezüglich der Höhe folgende acht Regionen unterschieden, die den oben (S. 603 ff.) erwähnten acht Breitenzonen entsprechen sollen. Natürlich wird nur ein hoher Berg in der Aequatorialzone jene acht Regionen vollständig darbieten können, so dass mit wachsender Breite die unteren Regionen allmälig verschwinden. Auch sind die gegebenen Grenzen nicht als absolut scharfe zu betrachten. Oft treten Differenzen von 100 und mehr Fuss auf. So rücken namentlich an den südlichen Abhängen der nördlichen Halbkugel alle Vegetationsgrenzen höher hinauf als an den auf der nördlichen Seite gelegenen Abhängen. Die bezeichneten Regionen sind namentlich:

1) Die Region der Palmen und Bananen vom Meeresniveau bis zu 1900 Fuss Erhebung.

2) Region der Farrenbäume und Feigen von 1900 bis 3800 Fuss.

3) Region der Myrthen und Lorbeeren von 3800 bis 5700 Fuss.

---

[1]) Grundzüge einer allgem. Pflanzengeographie. S 490.

4) Region der immergrünen Laubhölzer von 5700 bis 7600 Fuss.

5) Region der europäischen Laubhölzer von 7600 bis 9500 Fuss.

6) Region der Nadelhölzer von 9500 bis 11400 Fuss.

7) Region der Alpenrosen von 11400 bis 13300 Fuss.

8) Region der Alpenkräuter von 13300 bis 15200 Fuss.

Wir sind in unseren Betrachtungen nunmehr an eine Grenze gelangt, deren Ueberschreitung aus dem Gebiete der Meteorologie herausführt; daher wir denn dieselben hiermit beschliessen wollen.

Sachregister.

A.

öthe Seite 480 ff.; 486. Als
ervorzeichen 546 f.
tion der Sonnenstrahlen durch die
›sphäre 42 f.; 45 f.
tion der Wärme durch den Erd-
n 96 f.
Sauerstoff 14.
›ctialpunkte 48.
›ctien 61.
ıeter 42 u. 53.
ischer Sauerstoff 10 f.
ühen 490.
iakgehalt der Atmosphäre 7.
raph 183.
ıeter 183.
kop 183.
ıe, thermische 576.
sche Strömung 147; 571.
6 f.
linie 47.
ıe Strömung 143; 569.
ıe Zone 605.
onswinde 163.
len 521.
ter 240.
ıäre; Bestandtheile 1 f.; Elasticität,
ht 20; Dichtigkeitsverhältnisse 21 f.;
der Atmosphäre 24 f.; Gestalt 33.
erstarverhältnisse der Atmosphäre
Feuchtigkeitsverhältnisse 287 ff.
rische Erscheinungen der Atmo-
e 408 ff.; optische Erscheinungen
ıtmosphäre 477 ff.
osse (der Erdbahn) 47.
hung der Erde; Einfluss derselben
ie Windesrichtung 164 u. 171.

B.

erstand 20; mittlerer im Niveau
Meeres 84 f.; Aenderungen des
e Barometerstandes: periodische 371 ff.; unregelmässige 380 f.; Ursachen dieser Aenderungen 383 ff. Zusammenhang zwischen Barometerstand und Witterung 535 ff.
Barometerstand bei Stürmen 193, insbesondere 199 f.
Begrenzung der Atmosphäre 29.
Bewölkung 300 f.
Blitz 439 ff.; 444 f.; Blitze ohne Donner 460 f.; Wirkungen des Blitzes 448 ff.
Blitzröhren 455.
Bodenwärme 96 ff.; 113 f.; 130; 582; 598 f.
Bora 229.
Brauen der Berge (sog.) 546; 584.
Brechen der Wolken (sog.) 543.
Brechung d. Lichtes in d. Atmosphäre 477 f.
Brisen 162.
Buranen 229.

C.

Calina 284 f.
Calmen, Region der 66.
Castor und Pollux 465.
Chamsin 224.
Chlorwasserstoff 9 f.
Cirrocumulostratus 297.
Cirrocumulus 294.
Cirrostratus 295.
Cirrus 292.
Cbtonisothermflächen 122.
Condensation des atmospharischen Wasserdampfes 269.
Continentalklima 564.
Correctionen in Rücksicht des Barometerstandes 34 u. 36.
Cumulostratus 296.
Cumulus 293.

D.

Dämmerungsstrahlen 544.
Dampfgehalt der Atmosphäre, absoluter

und relativer 244 f. Vertheilung der Dampfmenge auf der Erdoberfläche 262 f. Einfluss der Winde auf den Dampfgehalt der Atmosphäre 264 ff.
Dichtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre 21 f.
Donner 457.
Drehungsgesetz des Windes 170 f., 178 ff. Mittlere Aenderungen der meteorologischen Instrumente bei der Drehung des Windes 402 ff.
Dunstbläschen 274; 289.

E.

Eis 149 f.
Eis in sog. Windlochern 237.
Eisberge 159.
Eisfelder 157.
Ekliptik, Schiefe der 48 f.
Elasticität der atmosphärischen Luft 20.
Elasticität des Wasserdampfes 239; 244 ff.
Elektricität der Atmosphäre 408; sog. positive Elektricität der Atmosphäre 413 ff.; 426 f.; Elektricität bei atmosphärischen Niederschlägen 423 f. Theoretische Ansicht 435 ff.
Elektrometer, atmosphärisches 411; 419.
Elmsfeuer 465.
Erdmagnetismus, dessen Beziehung zum Nordlicht 505 f.; 508 f.
Erdwärme, innere 118 f.
Etesische Winde 226.
Eudiometer 2.
Evaporometer 240.
Excentricität der Erdbahn 46 f.

F.

Fallen und Steigen des Nebels 545.
Farben des Himmels 480 ff.
Federwolken 292.
Fedrige Haufenwolke 294.
Fedrige Schichtwolke 295.
Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre 237 ff. Täglicher und jährlicher Gang der atmosphärischen Feuchtigkeit 257 ff.
Feuerfontainen 9.
Feuerkugel 522.
Feuermeteore 518.
Firn 347.
Fläche, isotherme 85.
Flügel (hydrometrischer) Woltmann's 184.
Föhn 227.
Frühlingspunkt 48.
Frostdampf, Frostnebel 275.

G.

Gallejo 229.
Gebirge, Einfluss derselben auf atmosphärische Niederschläge 298 f.; 327 ff. Klima auf Gebirgen 379 ff.
Gebirgsgewitter 471.
Gefrieren der Gewässer 149.
Gegend der Windstillen 66.
Gegendämmerung 489.
Geschwindigkeit des Windes 185 ff.
Geschwindigkeit, womit die Temperaturveränderungen an der Oberfläche in die Erde eindringen 112.
Gewicht der atmosphärischen Luft 20.
Gewicht des Wasserdampfes 246 f.
Gewitter nach ihren atmosphärischen Bedingungen 469; Häufigkeit der Gewitter unter verschiedenen Breiten 473. Vertheilung der Gewitter auf die Jahreszeiten 473; Vertheilung der Gewitter nach der Tageszeit 475.
Gewitterwolken, deren Elektricität 423 ff.; 439 ff.
Glatteis 274.
Gletscher 346 ff.
Glühen der Alpen 490.
Golfstrom 142 f.; 568.
Graupeln 356.
Grenze des ewigen Schnees 343
Grundeis 150.

H.

Haarfrost 273.
Haarhygroskop 255.
Haarrauch 279.
Hagel 356.
Haiderauch s. Haarrauch.
Harmattan 224.
Haufenwolke 293.
Haufenwolke, gethürmte 296.
Heerrauch 279.
Heisse Winde 223 f.

Helenenfeuer 465.
Herbstpunkt 48.
Hermesfeuer 465.
Himmel, Farben desselben 480 ff.
Hochebenen, Temperaturverhältnisse derselben 579 f.
Höfe um Sonne und Mond 491 f.; als Wettervorzeichen 547.
Höhe der Atmosphäre 25.
Höhe der Wolken 302 ff.
Höhenrauch 279.
Hurricanes 193.
Hyetometer 313.
Hygrometer 248.
Hygroskop 255.

I. J.

Jährlicher Gang der Lufttemperatur 61, der atmosphärischen Feuchtigkeit 257 u. 260, des Luftdruckes (Barometerstandes) 378 f.
Jahres-Isothermen 75 ff.
Jahreszeiten, meteorologische 64.
Japanische Strömung 146.
Impulsionswinde 168.
Inselklima 564.
Intensität der Sonnenwärme 42 ff., 49.
Intensität des Windes 183 ff. Vergleichung der Intensität der Winde mit den gleichzeitigen Barometerschwankungen 541 (Anmerk.)
Irrlichter 529.
Isanomalen, thermische 576.
Isobarometrische Linien 383.
Isochimenen 88.
Isogeothermen 114.
Isotheren 88.
Isothermen 74.

K.

Kälte, Rückfälle derselben im Frühling 552 ff.
Kälte auf hohen Bergen 584 f.
Kältepole 73, insbesondere 75 f. u. 570 f.
Kältere temperirte Zone 608 f.
Kalte Schläge 450 f.
Kalte Tage im Mai (Pankratius, Servatius, u. Bonifacius) 553.
Kalte Zone 596 f.
Klima, See- und Continentalklima 564.
Klima, solares und physisches 563.
Klimatische Verhältnisse nach ihren physikalischen Ursachen 563; Einfluss der Meeresströmungen 568 f; Einfluss der Winde 571 ff., Einfluss der Wälder 586 f.; Einfluss der Gebirge 574 und 579 ff. Klima der südlichen Erdhälfte im Vergleich zu dem der nördlichen 577. Vegetationsverhältnisse 596 ff.
Kohlensäuregehalt der Atmosphäre 8.
Kohlenwasserstoffgas (in der Atmosphäre) 8.
Kränze (Licht-) um Sonne und Mond 491 f.
Kraft des Windes s. Intensität des Windes.
Küstenklima 564.

L.

Landregen 316; 332 f.
Land- und Seewind 162.
Lichtmeteore 491 ff.; als Wettervorzeichen 547 f.
Linien, isobarometrische 383.
Linien, isothermische s. Isothermen.
Luft, atmosphärische s. Atmosphäre.
Luftdruck s. Barometerstand.
Luftdruck, Zusammenhang desselben mit den Niveauveränderungen grösserer Wasseransammelungen 37 f.
Luftelektricität s. Elektricität der Atmosphäre.
Luftspiegelungen 478 f.
Luftströme s. Winde.

M.

Magnetismus der Erde, Beziehungen desselben zum Nordlicht 505 f.; 508 f.
Maxima und Minima der Lufttemperatur in der täglichen Periode 58 f., in der jährlichen Periode 63. Absolute Maxima und Minima der Lufttemperatur 88 f.
Maxima und Minima des atmosphärischen Wasserdampfes in der täglichen Periode 257 f., in der jährlichen 260.
Maxima und Minima des Barometerstandes in der täglichen Periode 372, in der jährlichen 378.
Maximum- und Minimumthermometer 67.
Meer, Temperaturverhältnisse desselben

135 ff.; Strömungen 141 ff., deren Einfluss auf das Klima 568 f.
Meteore, feurige 518.
Meteorsteine 523.
Mistral 229.
Mittlere Temperaturen der Luft 64 ff. Mittlere Temperaturen der Erdrinde in verschiedenen Tiefen 101 f., 108 ff.
Mittlere Veränderungen des Barometers, Thermometers und Hygrometers in Folge der Winddrehung 402 f.
Mittlerer Barometerstand im Niveau des Meeres 34 f.; 397.
Moorrauch 279.
Monats-Isothermen 83.
Mond, dessen Einfluss auf die Atmosphäre 558 ff.
Monsoons 169.
Morgenröthe s. Abendrothe.
Moussons 169.

N.

Naphtha 9.
Nasskältemesser 250 f.
Nebel 274 ff.; Steigen und Fallen desselben 545.
Nebel, trockne 279.
Nebelbläschen (Dunstbläschen) 274; 289.
Nebenmonde 494 f.
Nebensonnen 494 f.; als Wettervorzeichen 547 f.
Nimbus 294 u. 297.
Niveauveränderungen grösserer Wasseransammelungen; Zusammenhang derselben mit dem Luftdrucke 37 f.
Nordlicht 505.
Nordpol der Erde, dessen Temperatur 76.
Nordschein s. Nordlicht.
Normalen, thermische 576.

O.

Ombrometer 313.
Optische Erscheinungen d. Atmosphäre 477.
Orkane 193.
Ozon 10.
Ozonometer 14.

P.

Pankratius, Servatius und Bonifacius 553.
Paries 296.
Periodische Aenderungen der Lufttemperatur 57 f. und 61 f., der Bodentemperatur 96 ff., der atmosphärischen Feuchtigkeit 257 ff., des Barometerstandes 371 ff.
Peruanische Strömung 147; 571.
Pflanzen, Abhängigkeit derselben von der Temperatur etc. 596 ff.
Platzregen 447 f.
Polarlicht s. Nordlicht.
Polinjen 160.
Psychrometer 250 f.
Purga 339 f.
Pyrheliometer 43.

Q.

Quellen, Temperaturverhältnisse derselben 123 ff., 127 ff.

R.

Rauchen der Wälder (sog.) 546.
Rauhfrost 273.
Reduction der Isothermen auf das Meeresniveau 79 f.
Regen 311. Tropische Regen 316 ff. Subtropische Regen 322. Regen der gemässigten Zone 328ff. Einfluss der Gebirge auf den Regen 327 f., 330 f. Regen durch wechselseitiges Verdrängen der Luftströme 333. Geographische Vertheilung der Regenmenge 336 f.
Regenbogen 497 f.; als Wettervorzeichen 547 f.
Regenmesser 313.
Regenwolke 297.
Reif 273.
Riesel 356.
Rückfälle der Kälte im Frühling 552 ff.
Rückschlag, elektrischer 443; 454.

S.

Sättigung der Luft mit Wasserdampf 238.
Salpetersäure (in der Atmosphäre) 10.
Samum 224.
Sanct-Elmsfeuer 465.
Sandhose 204 f., 222.
Sargasso-See 142.
Sauerstoff 1 f.
Schäfchen 294.

ɔlke 294.
er Ekliptik 48 f.
i 356.
zerwolken, sog. 300.
87.
ystalle 341.
ıie 348.
ıngen des Barometerstandes 371 ff.
wasserstoffgas (in der Atmosphäre)

Aenderung der Lufttemperatur.

Temperaturverhältnisse derselben

l Landwinde 162.
225.
25.
punkte (Sonnenwendepunkte) 61.
Erwärmung der Erde durch die
41 ff.
ecken 50; 510 und 593 f.
ıuch 279.
ıft (Elasticität) des Wasserdam-
!39; 244 ff.
(als Wetterpropheten) 550 (An-
ng).
nee 340.
der Sonne (sog.) 546.
nuppen 518.
f 1 f.
ɔrechung in der Atmosphäre 477 f.
294.
gen des Meeres 141 ff. (s. Meer.)
192 f.
sche Regen s. Regen.
Hemisphäre der Erde; klimati-
erhältnisse derselben im Vergleich
ɔrdlichen 577.
s. Nordlicht.
merarbogen 502.

T.

r Gang der Lufttemperatur 57,
uftfeuchtigkeit 257, des Luftdruk-
72 f., der Luftelektricität 415 f.,
421.
ı (sog.) auf dem Tafelberg am
ɔirge der guten Hoffnung 299.
Teifuns 198.
Telegraph, elektrischer; Benutzung desselben zu meteorologischen Zwecken 549 f.
Tag- und Nachtgleichen s. Aequinoctien.
Temperatur des Weltraumes 52 f.
Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und Erde 41 ff., periodische Aenderungen der Lufttemperatur 55 ff.; Abnahme der Lufttemperatur nach der Höhe 91 ff. (s. auch 80 f.) und 579 f. Seculare Aenderung der Lufttemperatur 591 f. Temperaturverhältnisse des Bodens 96 ff. 582 f., 598 f. Abnahme der Bodentemperatur nach der Höhe 113 f.; 130 f. Temperaturverhältnisse im Innern der Erde 118 ff. Temperaturverhältnisse der Gewässer 123 ff.; Temperatur der Quellen 123 f., Temperatur der Seen und Meere 133 ff.
Thalwinde 231.
Thau 269 ff; 546.
Thaupunkt 244 f.
Thermische Normalen 576.
Thermometrograph 67.
Tiefe, bis zu welcher die äussern Wärmeeinflüsse in die Erde eindringen 108 f.
Tornados 193.
Torossen 160.
Treibeis 157.
Trombe 208 f.
Tropische Regen s. Regen.

U.

Udometer 313.
Unregelmässige Schwankungen des Barometerstandes 350 f., 398.

V.

Vegetation in ihrer Abhängigkeit von den Temperaturverhältnissen etc. 596 ff.
Veränderungen der Klimate seit der historischen Zeit 590 f.
Verdrängen der Luftströme 171; 178 f.; 333 ff.
Verdunstungsprocess des Wassers 237 ff.

W.

Wälder, deren Einfluss auf das Klima 586 f.

Wärmeabnahme (mittlere) vom Aequator nach den Polen 87.
Wärmeäquator 77.
Wärmeverhältnisse der Atmosphäre und Erde s. Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und Erde.
Wasserdampf der Atmosphäre 237 ff. Einfluss des Wasserdampfes auf die periodischen Aenderungen des Barometerstandes 385 ff.
Wasserhose 204 f; 210.
Wasserstoffgas (in der Atmosphäre) 8.
Wasserziehen der Sonne 544; 548.
Wendestunden bei den täglichen Aenderungen des Barometerstandes 372.
Weststrom (des Meeres) 141.
Wetteranzeigen 534; durch das Barometer 535 f., durch die Wolken 542 f., durch die Feuchtigkeit in den untern Luftschichten 546, durch Lichtmeteore 546 ff., durch Aenderungen der atmosphärischen Elektricität 549; — Einfluss des Mondes auf das Wetter 558 f. Wetteranzeigen durch Thiere 549 (Anmerkung).
Wetterleuchten 462.
Wetterlichter 465.
Wetterlöcher 232; 237.
Wetterregeln 549 ff.
Wettersäulen 203 ff.
Wetterscheiden 471 f.
Windbäume 292 f.; 542.
Winde 161 ff.; Passatwinde 163 ff.; Windverhältnisse der gemässigten Zone 170 ff. Abweichungen in den verschiedenen Jahreszeiten 188 f. Abhängigkeit der Windesrichtung von den Tageszeiten 191. Bezüglich der mit der Drehung des Windes verknüpften mittlern Aenderungen der Temperatur, der Feuchtigkeit und des Luftdruckes s 402 ff. Einfluss der Winde auf die Aenderungen des Luftdruckes 398 f., auf den Dampfgehalt der Atmosphäre 264. Einfluss der Winde auf das Klima 571 ff.
Winde, lokale 228 f., 229 ff.
Windesrichtung 182 und 188 f. Windesrichtung, mittlere 187.
Windfahne 183.
Windhöhlen 232.
Windhose 204.
Windrose 187. Windrose, atmische 266, barometrische 399, thermische 399 f.
Windstillen, Gegend der 66.
Wintergewitter 473 ff.
Wirbelwinde 192 f., 203 ff
Wirbelwinde, deren Einfluss auf das Drehungsgesetz des Windes 176 f., 407.
Winga 230.
Wolken 288 ff.; als Wetteranzeichen 542.
Wolkenbank 296; 542.
Wolkenformen 292 f.

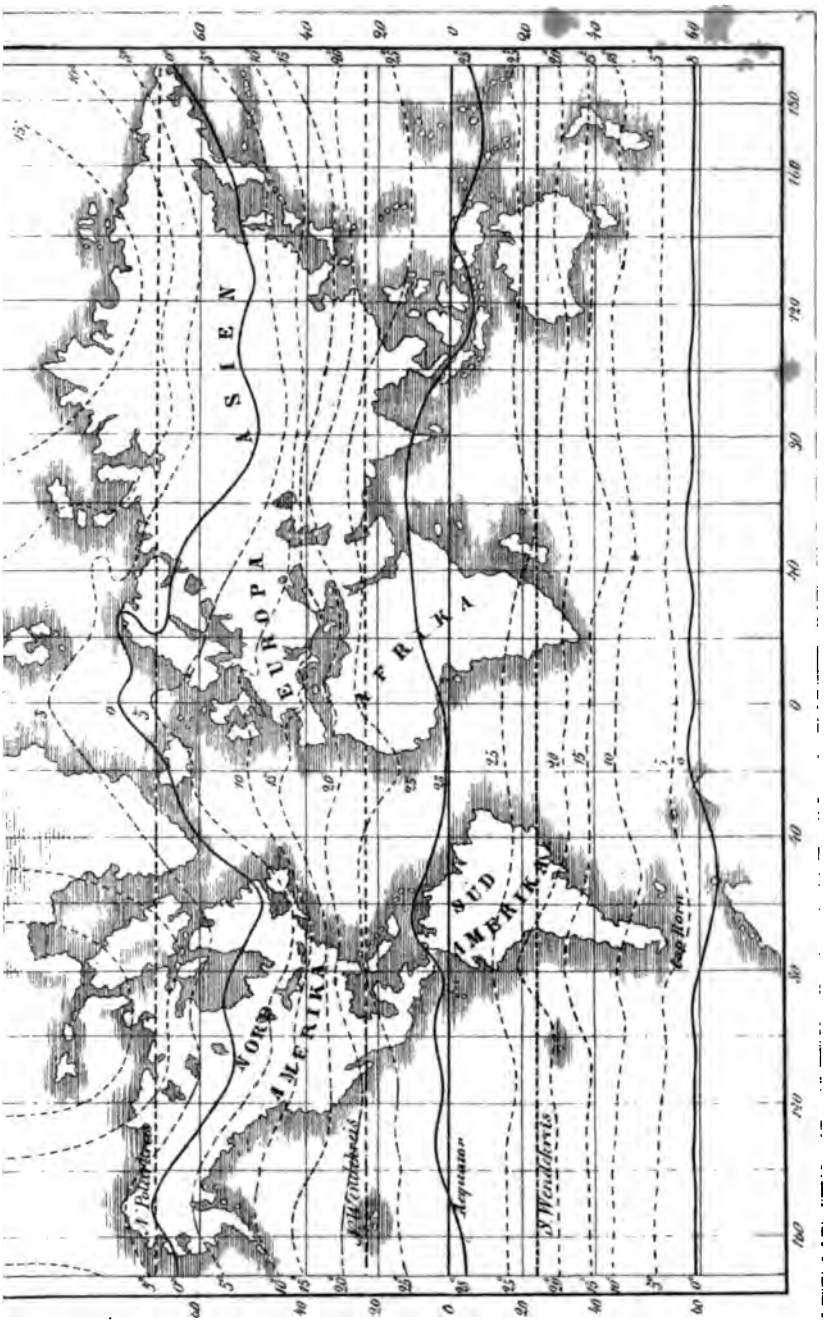
Z.

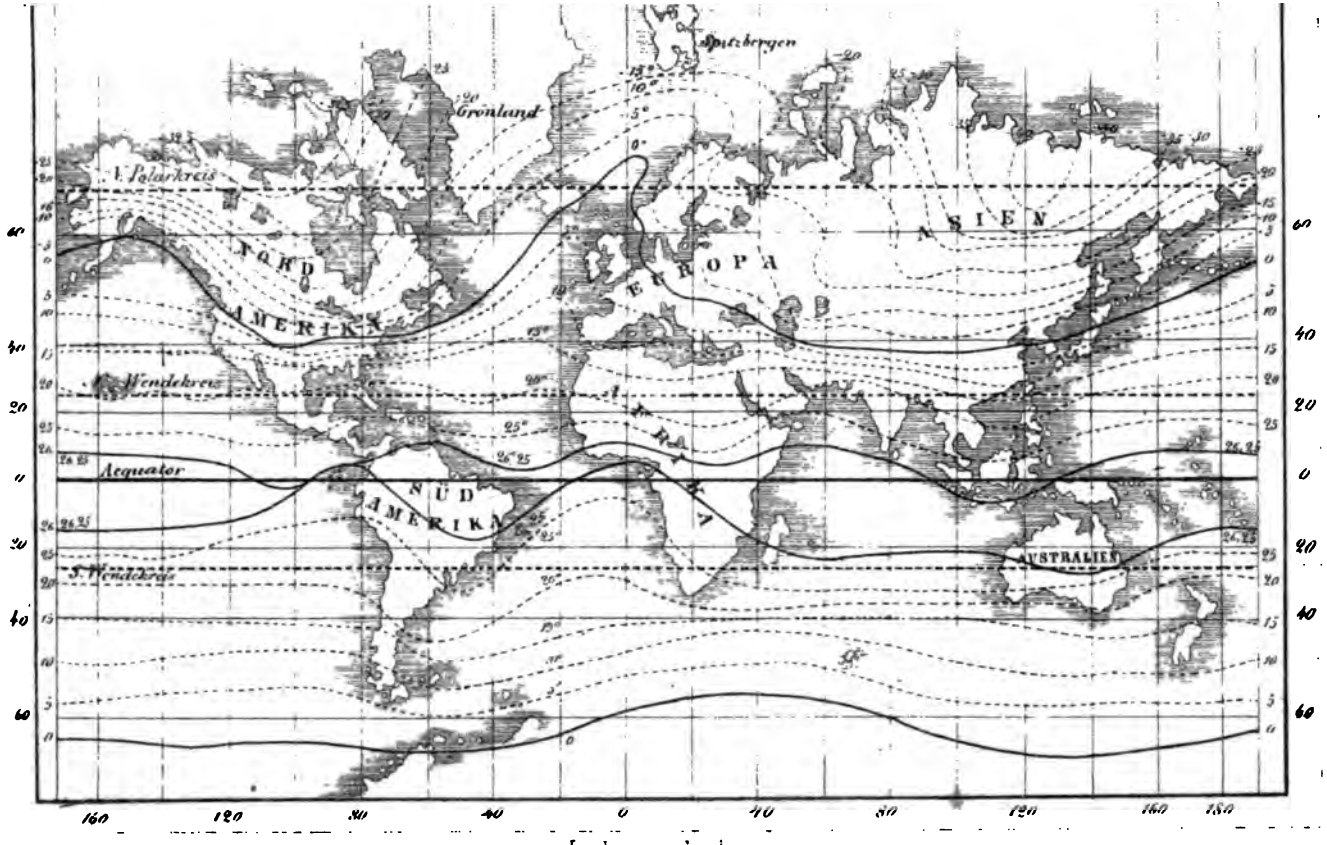
Zeit der Sonne und Zeit der Wolken 316.
Zerstreuung des Lichtes in der Atmosphäre 480 ff.
Zone, heisse, gemässigte und kalte 596.
Zone der Passatwinde 66 ff.
Zonen, pflanzengeographische 603 f.
Zonen in Hinsicht auf die Vertheilung des Regens 336 f.

Druckfehler.

Seite 48 Zeile 9 von unten statt welche l. welcher.
„ 57 „ 13 „ oben „ würde l. wird.
„ 128 „ 7 „ „ „ kräftiges l. klüftiges.
„ 147 „ 4 „ „ „ (Nr. 143) l (S. 143).
„ 182 „ 21 „ „ „ bezieht l. bezeichnet.
„ 256 „ 4 „ unten l.: So empfahlen Toaldo und Chiminello einen mit Quecksilber gefüllten .....
Seite 337 Zeile 15 von oben statt behält l. erhält.
„ 339 „ 12 „ unten „ (S. 288) l. (S. 338).
„ 501 „ 2 „ oben l. (Fig. 35. S. 498).

Karte I.

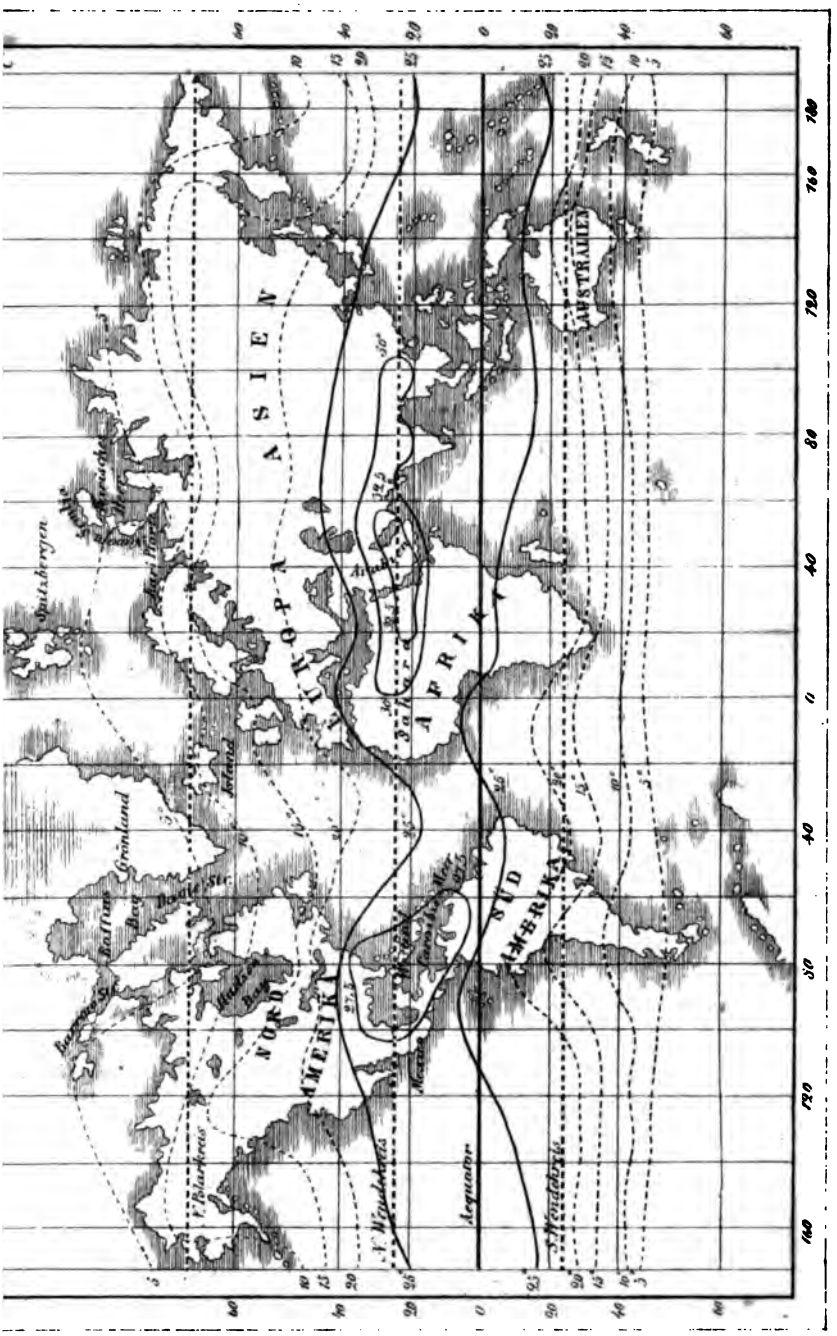

ASIEN
EUROPA
AFRIKA
NORD AMERIKA
SÜD AMERIKA
Aequator
S. Wendekreis
Cap Horn



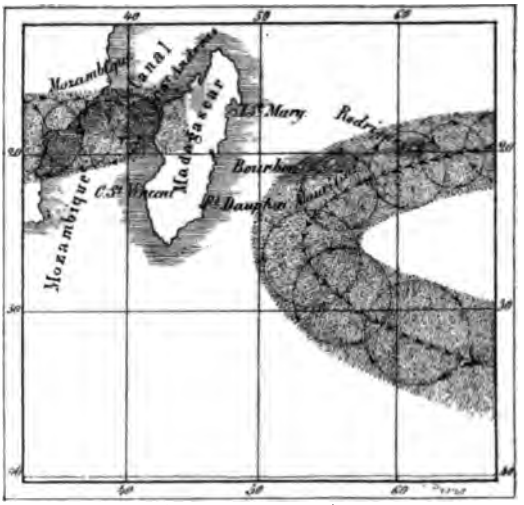
Isothermen des Januar

Karte II.

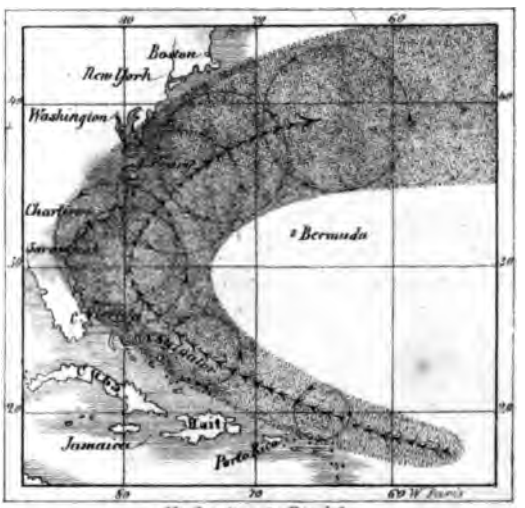
Karte III.



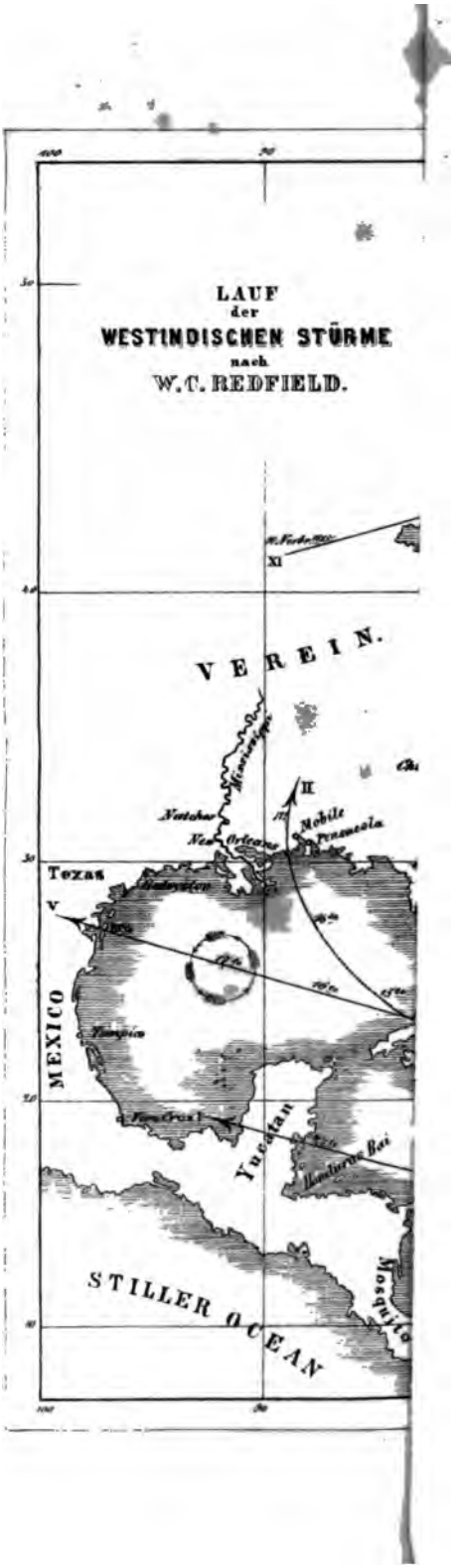
EUROPA
ASIEN
AFRIKA
NORD AMERIKA
SÜD AMERIKA
AUSTRALIEN
Grönland
Island
Spitzbergen
Baffins Bay
Hudson Bay
Mexico
Aequator



Verbreitungs Bezirk
eines
Mauritius Orkans
März 1805.



Verbreitungs Bezirk
eines
Westindischen Orkans
Mitte August 1837


LAUF
der
WESTINDISCHEN STÜRME
nach
W. C. REDFIELD.
VEREIN.
Texas
MEXICO
Yucatan
STILLER OCEAN
Mosquito
XI
II
V